

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION
DE SAINT-MICHEL-DES-SAINTS:
CARTOGRAPHIE, STRATIGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR MARILOU FLEURY

OCTOBRE 2008

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens d'abord à remercier mon directeur de maîtrise, Robert-André Daigneault, pour avoir bien voulu me diriger dans le cadre de cette recherche et pour sa grande disponibilité. Je le remercie d'avoir cru en ce projet et de s'y être beaucoup investi. Ses conseils judicieux, ses critiques et sa pédagogie ont fait évoluer grandement ma réflexion tout au long de cette démarche. Je remercie aussi ses connaissances en secourisme qui m'ont sorti du pétrin quelques fois...

Merci à mes quatre assistants dévoués : Sylvain Milette, Simon Nadeau, Mathieu Beaulieu et Marie-Josée Turbide. Votre présence sur le terrain a été précieuse et sans vous, je n'aurais pas encore terminé ce mémoire.

Je remercie toute l'équipe du géolab du département de géographie de l'UQAM, en particulier André Parent et François Moquin qui ont patiemment répondu à mes demandes et qui m'ont offert un incroyable soutien technique. Merci également à Josée Lambert de la Cartothèque de l'UQAM pour sa patience, son aide et ses prêts à très long terme de photos aériennes. Je tiens aussi à remercier Michelle Garneau, Hans Hasnong et Bianca Fréchette du GEOTOP qui ont patiemment répondu à mes questions et qui m'ont offert un grand support pour tout ce qui a trait à l'analyse pollinique, aux tourbières et à la datation ^{14}C . Sans votre aide, je n'aurais pu pousser mon analyse aussi loin. Merci également à Gilles Locat de la MRC de Matawinie pour avoir bien voulu me transmettre ses connaissances sur un possible lac glaciaire dans la région de Saint-Michel-des-Saints.

Un grand merci à mes collègues et amis Olivier Caron et Patrick Lamoureux pour votre support, vos critiques constructives et pour m'avoir initié au travail de terrain et de laboratoire. Je remercie aussi Daniel Brosseau et Brigitte Poirier, deux étudiants de maîtrise également sous la supervision de Robert-André Daigneault. Votre aide, vos conseils et nos discussions m'ont fortement aidé à persévérer.

Finalement, je tiens à remercier ma famille, mes amis et mon conjoint Sylvain pour leur appui et leurs encouragements tout au long de mes études.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	x
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES	xi
RÉSUMÉ	xii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
PRÉSENTATION DU TERRITOIRE À L'ÉTUDE	3
1.1 Localisation	3
1.2 Géologie du substrat rocheux	6
1.2.1 Série de Grenville.....	6
<i>Complexe gneissique archéen</i>	6
<i>Complexe gneissique aphébien</i>	6
<i>Association de granulites</i>	9
1.2.2 Série de Morin.....	10
1.2.3 Dispersion glaciaire.....	10
1.3 Topographie	11
1.4 Hydrographie.....	13
1.5 Végétation.....	16
1.6 Travaux antérieurs	17
1.7 Méthodologie.....	25
1.7.1 Photo-interprétation préliminaire.....	25
1.7.2 Travaux sur le terrain	25
1.7.3 Analyses granulométriques en laboratoire	27
1.7.4 Datation.....	29
1.7.5 Compilation des microformes d'érosion	29

1.7.6 Cartographie intégrée par ordinateur	30
--	----

CHAPITRE II

ÉROSION GLACIAIRE	31
-------------------------	----

2.1 Macroformes.....	31
2.2 Mésoformes	33
2.3 Microformes	35
2.3.1 Les marques en croissant	35
2.3.2 Les sillons	39
2.3.3 Les stries	40
2.3.4 Chronologie relative.....	43

CHAPITRE III

LITHOSTRATIGRAPHIE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES	45
---	----

3.1 Le till	45
3.1.1 Stratigraphie, puissance et distribution	45
3.1.2 Formes.....	45
3.1.3 Caractéristiques sédimentologiques	49
3.1.3.1 Le till de fond.....	52
3.1.3.2 Le till d'ablation.....	56
3.2 Les sédiments fluvioglaciaires.....	58
3.2.1 Stratigraphie, puissance et distribution	58
3.2.2 Formes.....	60
3.2.2.1 Les eskers.....	60
3.2.2.2 Les moraines	62
3.2.2.3 Les complexes fluvioglaciaires	63
3.2.2.4 Les plaines d'épandage	64
3.2.3 Caractéristiques sédimentologiques	65
3.3 Les sédiments glaciolacustres.....	69

3.3.1 Stratigraphie, puissance et distribution	69
3.3.2 Formes.....	70
3.3.2.1 Les sédiments littoraux et sublittoraux	71
3.3.2.2 Les sédiments deltaïques.....	71
3.3.2.3 Les sédiments glaciolacustres d'eau profonde.....	72
3.3.3 Caractéristiques sédimentologiques	73
3.4 Analyse pollinique.....	85
3.5 Les alluvions.....	92
3.6 Les dépôts organiques	95
CHAPITRE IV	
PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE.....	97
4.1 La dernière glaciation.....	97
4.2 La déglaciation	98
4.3 La période post-glaciaire	112
CONCLUSION	115
BIBLIOGRAPHIE.....	118
APPENDICE A.....	128
LOCALISATION DES SITES (ARRÊTS) VISITÉS ET CITÉS DANS LE MÉMOIRE.	
APPENDICE B.....	130
GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA RÉGION DU LAC LUSIGNAN, SAINT-MICHEL-DES-SAINTS (QUÉBEC).	
APPENDICE C.....	132
CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS.	
APPENDICE D.....	136
CARTE SYNTHÈSE DES FORMES ET DES EXUTOIRES ASSOCIÉS AUX DIVERSES PHASES GLACIOLACUSTRES (1-2-3).	

APPENDICE E	138
DIAGRAMME POLLINIQUE.	

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Localisation du territoire à l'étude et du secteur ciblé pour la cartographie des dépôts superficiels.....	4
1.2 Localisation du territoire à l'étude et du secteur ciblé pour la cartographie des dépôts superficiels à l'intérieur des feuillets SNRC.....	5
1.3 Géologie du substrat rocheux de la région étudiée	8
1.4 Topographie du territoire à l'étude	12
1.5 Bassins hydrographiques d'une section de la région physiographique laurentienne.....	14
1.6 Hydrographie du territoire à l'étude et sens de l'écoulement des eaux.....	15
1.7 Lacs glaciaires de la région physiographique laurentienne répertoriés dans la littérature	18
1.8 Localisation des sites visités pendant la campagne de terrain	26
2.1 Localisation des drumlins rocheux et des vallées en U.....	32
2.2 Roches moutonnées à l'ouest du lac à la Truite (arrêt 153).....	34
2.3 Roche moutonnée au sud de la baie Dominique (arrêt 79).....	34
2.4 Localisation et orientation des microformes d'érosion	36
2.5 Fracture de broutage au nord du lac Sauvage (arrêt 71).....	37
2.6 Train de broutures concaves à l'est du lac Legendre (arrêt 96).....	37
2.7 Trains de broutures concaves à l'ouest du lac à la Truite (arrêt 153).....	38
2.8 Sillons au sud du lac Kaigamac (arrêt 202).	39
2.9 Stries N-S situées au sud-ouest de la baie Dominique (arrêt 194).....	40
2.10 Diagramme d'orientation des microformes d'érosion et chronologie des mouvements glaciaires	41

2.11	Train de broutures NNO-SSE recoupé par des stries OSO-ENE à l'ouest du lac à la Truite (arrêt 153).....	42
3.1	Les unités lithostratigraphiques de la région de Saint-Michel-des-Saints	46
3.2	Localisation et direction des traînées morainiques derrière abris.....	47
3.3	Till de fond compact et à galets non jointifs à l'intérieur d'un drumlin (arrêt 81)	48
3.4	Distribution granulométrique des tills de fond à l'intérieur d'une courbe enveloppe.....	50
3.5	Courbes de fréquence cumulée de la matrice des tills d'ablation.....	51
3.6	Répartition granulométrique de la matrice des tills de fond et des tills d'ablation dans un diagramme triangulaire	53
3.7	Coupe présentant un diamicton compact surmontant un dépôt deltaïque (arrêt 59).....	55
3.8	Till d'ablation et blocs en surface à l'est du lac Anicet, au sud du lac Saint-Elphège (arrêt 54).....	57
3.9	Till d'ablation au nord de la rivière Matawin (arrêt 136).....	57
3.10	Coupe de 25 mètres à l'intérieur d'un esker situé à l'ouest du lac à Dubeau (arrêt 5).....	58
3.11	Localisation et orientation des eskers du territoire étudié	59
3.12	Failles normales à l'intérieur d'un faciès de contact glaciaire (arrêt 59).....	65
3.13	Courbe de fréquence cumulée de deux échantillons de sédiments fluvioglaciaires de contact	67
3.14	Répartition granulométrique de la matrice des sédiments fluvioglaciaires de contact sur un diagramme triangulaire.....	68
3.15	Répartition granulométrique de la matrice des sédiments littoraux et sublittoraux dans un diagramme triangulaire.....	75
3.16	Coupe stratigraphique d'un delta situé à l'aval du ruisseau Lusignan (arrêt 51)	76
3.17	Répartition granulométrique de quelques sédiments glaciolacustres d'eau profonde dans un diagramme triangulaire	78

3.18	Rythmites retrouvées dans la vallée de la rivière Sauvage (arrêt 66).....	79
3.19	Rythmites s'apparentant à des varves à l'ouest du lac Kaiagamac (arrêt 185).....	80
3.20	Teneur (%) en argile de cinq couplets de rythmites s'apparentant à des varves situées à l'ouest du lac Kaiagamac (arrêt 185)	80
3.21	Épaisseur des lits silteux et argileux des 104 couplets formant la séquence de rythmites de l'arrêt 185	82
3.22	Courbes de fréquence cumulée de quelques échantillons de sédiments glaciolacustres sublittoraux et d'eau profonde	84
3.23	Concentration pollinique des lits argileux clairs et des lits silteux foncés des rythmites s'apparentant à des varves situés à l'ouest du lac Kaiagamac (arrêt 185).....	89
3.24	Concentration pollinique et teneur (%) en argile des lits argileux et silteux des rythmites (arrêt 185)	90
3.25	Courbe de fréquence cumulée d'un dépôt alluvial	94
3.26	Profil topographique et épaisseur des dépôts organiques d'une tourbière située à l'est du lac Lusignan (arrêt 214)	96
4.1	Phase 1 (Forbes-McLaren/Sauvage) du lac glaciaire Taureau	100
4.2	Phase 2 (Matawin/Pin Rouge) du lac glaciaire Taureau.....	103
4.3	Phase 3 (Taureau) du lac glaciaire Taureau.....	105
4.4	Profil topographique d'un delta et des terrasses démontrant l'abaissement progressif et les zones de stabilisation de la phase 3 du lac glaciaire Taureau.....	111
4.5	Terrasse découpée à l'intérieur des sédiments deltaïques par la paléorivière Matawin.....	113

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 : Formation géologiques de la région de Saint-Michel-des-Saints..... 7

Tableau 3.1 : Somme pollinique des lits silteux et argileux des rythmites s'apparentant à des varves à l'ouest du lac Kaiagamac (arrêt 185)..... 87

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES

ABRÉVIATIONS

BNDT	Base nationale de données topographiques
BP	Before Present
DEM	Digital elevation model
GPS	Global positioning system
HCl	Acide chlorhydrique
MRC	Municipalité régionale de comté
SNRC	Système national de référence cartographique du Canada

SIGLES ET SYMBOLES

m	Mètre
cm	Centimètre
g	Gramme
ka	Milliers d'années
km	Kilomètre
mm	Millimètre
ml	Millilitre
l	Litre
µm	Micron
%	Pourcentage
°	Degré
2	Exposant 2, au carré
¹⁴ C	Carbone 14
±	Plus ou moins
Ø	Log
<	Plus petit
SK ₁	Coefficient d'asymétrie
K _g	Coefficient d'angulosité
O _i	Coefficient de classement
Mz	Moyenne graphique
Md	Médiane
S	Sud
N	Nord
E	Est
O	Ouest

RÉSUMÉ

La région de Saint-Michel-des-Saints est située en Haute-Matawinie dans Lanaudière, à l'intérieur de la province géologique de Grenville du Bouclier canadien. Les formations rocheuses, toutes d'âge précambrien, sont constituées des roches des séries de Grenville et de Morin.

Le secteur à l'étude se situe à l'intérieur des bassins versants des rivières Saint-Maurice, Rouge, l'Assomption et Maskinongé. Le principal plan d'eau est le réservoir Taureau, lequel est alimenté par la rivière Matawin. La région se présente comme un bas plateau disséqué par de nombreuses vallées fluviales larges et à fond plat. Le drainage s'effectue généralement vers le nord.

Les relevés de l'orientation des marques d'érosion et d'accumulation (stries, roches moutonnées, drumlins, traînées morainiques derrière abri) indiquent un écoulement glaciaire principal vers le SSE.

Les unités lithostratigraphiques quaternaires reposent en discordance sur le socle rocheux. Cinq unités ont été identifiées: les dépôts glaciaires, fluvioglaciaires, glaciolacustres, fluviaux et organiques. Les dépôts glaciaires se présentent en deux faciès: le till de fond et le till d'ablation. Le till de fond a été mis en place sous forme de couverture discontinue ou de formes fuselées durant la dernière glaciation (Inlandsis laurentidien). Il s'agit d'un till sableux possédant un très faible contenu en particules fines, ce qui est typique des tills du Bouclier canadien. Le till d'ablation a été mis en place lors de la récession de l'inlandsis. Il se distingue par sa texture plus grossière et par son contenu plus riche en blocs. Les dépôts fluvioglaciaires comprennent le faciès de contact et le faciès proglaciaire. On les retrouve principalement sous forme d'eskers, dans les fonds de vallées, le long des lacs et des rivières et parfois sur les flancs de collines. Les dépôts glaciolacustres présentent trois faciès : littoral-sublittoral, deltaïque et profond.

La déglaciation du secteur étudié aurait débuté un peu avant 10 250 ans ^{14}C BP, alors que le front de l'inlandsis se situait, selon un axe ENE-OSO, près de l'actuelle ligne de partage des eaux qui sépare le bassin versant de la rivière Saint-Maurice au nord, de ceux des rivières Rouge, l'Assomption et Maskinongé, au sud (Dyke *et al.*, 2003). L'écoulement des eaux s'effectuant vers le nord à partir de ce point, l'eau de fonte commença à s'accumuler au front de la marge glaciaire pour former les premiers bassins de rétention lacustres de ce secteur. Les sédiments glaciolacustres seraient donc associés au développement de lacs d'obturation glaciaire dans le bassin versant de la rivière Saint-Maurice. Le lac glaciaire Taureau est le nom proposé pour identifier la phase lacustre la plus étendue et possiblement la plus longue ayant submergé la région de Saint-Michel-des-Saints vers la fin du Pléistocène (phase 3, 400 m). Cette phase principale a été précédée par deux autres phases de plus faibles étendues mais de plus hautes altitudes (500 m, 460 m, 440 m), soit les phases Forbes/McLaren-Sauvage (phase 1) et Matawin-Pin Rouge (phase 2).

L'élévation de ces paléolacs fut contrôlée par la déglaciation, en direction du nord, de différents exutoires successifs: rivière Noire (500 m), ruisseau Saint-Pierre/rivière

Mastigouche (460 m), lac du Trèfle/ruisseau à l'Eau Morte/rivière l'Assomption (460 m), rivière l'Assomption (440 m), ruisseau Anodin/ rivière l'Assomption (400 m), rivière Matawin/rivière Saint-Maurice (350 m). Des deltas et des plages associés à ce lac proglaciaire (phase 3) ont pu être corrélés entre eux sur la base de leur altitude. Deux isobases sont proposées : 410 et 420 m. La distance qui sépare ces isobases permet de proposer un taux de gauchissement isostatique de 0,9 m/km en direction du NNO (345°). Leur orientation, associée à la position des eskers et des moraines, ont permis d'estimer que le front de la marge glaciaire suivait un axe ENE-OSO lors de la déglaciation de la région de Saint-Michel-des-Saints.

Dans le secteur du lac Kaigamac, une séquence de 3,8 m de rythmites présentant des caractéristiques sédimentologiques de varves (104 couplets) a été observée. La diminution de l'épaisseur des couplets vers le haut est interprétée comme étant un indice du recul de la marge glaciaire.

Les rythmites s'apparentant à des varves sont constituées d'une part importante d'argile (36% pour les lits argileux (hiver) et 13,8% pour les lits silteux (été)). Une analyse pollinique effectuée sur 5 couplets successifs démontre que les lits argileux possèdent une concentration pollinique moyenne de 138 grains/g, tandis que les lits silteux ont une concentration moyenne de 300 grains/g. Les concentrations polliniques seraient donc deux fois plus élevées dans les lits silteux que dans les lits argileux. Cette analyse s'appuie sur l'idée que si la rythmicité d'un sédiment glaciolacustre est annuelle, chaque lit devrait contenir le pollen dispersé pendant la période saisonnière à l'intérieure de laquelle le lit s'est mis en place. Ainsi, le lit sédimenté pendant l'hiver devrait posséder une concentration pollinique plus faible que l'été, période de floraison active. Ces données semblent indiquer que les rythmites analysées représentent bel et bien une sédimentation annuelle. Cependant, plusieurs détails nous obligent à nuancer cette conclusion. Par exemple, le nombre de pollens dénombrés et les concentrations polliniques sont très faibles autant dans les lits argileux que dans les lits silteux. De plus, les échantillons analysés présentent un grand nombre de taxons indéterminés.

Si l'on considère l'hypothèse que les rythmites analysées sont des varves, on peut estimer, en tenant compte que cette séquence glaciolacustre compte 104 couplets, qu'elle se poursuit sur 2,2 mètres supplémentaires en profondeur et que l'épaisseur moyenne des couplets est de 6 cm à la base, que la durée maximale de la phase principale du lac proglaciaire Taureau (phase 3 : 400 m) serait inférieure à 141 ans. De plus, en considérant cette durée maximale d'existence et la distance de 20 kilomètres séparant le site de formation des varves et l'exutoire qui mit fin à l'épisode du lac proglaciaire Taureau, nous estimons le taux de retrait de la marge glaciaire à environ 142 m/an.

Dans la vallée du lac Lusignan, des accumulations de matériaux fluvioglaciaires seraient responsables de l'existence d'un lac glaciaire indépendant du lac glaciaire Taureau. Quelques plages et un delta nous indiquent que le niveau du lac était de 10 mètres supérieur à aujourd'hui, soit à 445 mètres d'altitude.

La déglaciation du secteur au nord du cours inférieur de la rivière Matawin (exutoire de 350 m) et le relèvement isostatique ont mis fin à l'épisode glaciolacustre de la région de Saint-Michel-des-Saints. Le développement d'un système fluvial dominé par la rivière Matawin a contribué, par la suite, à l'érosion des dépôts meubles antérieurs et au développement d'une vaste plaine alluviale, telle qu'on la connaît aujourd'hui.

Vers 10 100 ans ^{14}C BP, la région étudiée était complètement déglacée puisque la marge glaciaire se situait à environ 50 km au nord de Saint-Michel-des-Saints (Occhietti *et al.*, 2004). Le territoire était colonisé par une toundra forestière (Dyke, 2005) et la matière organique commença à s'accumuler dans les dépressions mal drainées. Vers 2 ka, le refroidissement climatique du Néoglaciale favorisa l'entourbement des milieux marécageux, notamment au sommet d'une colline située à l'est du lac Lusignan, où la datation ^{14}C de la base de la séquence organique a livré un âge de 2135 ± 20 ^{14}C BP (2151-2065 cal BP).

MOTS CLÉS : GÉOMORPHOLOGIE GLACIAIRE, PALÉOGÉOGRAPHIE, LAC GLACIAIRE, RYTHMITES, VARVES, ANALYSE POLLINIQUE, SÉDIMENTOLOGIE, STRATIGRAPHIE, SAINT-MICHEL-DES-SAINTS.

INTRODUCTION

Le Quaternaire a été une période d'importantes oscillations climatiques ayant favorisé, lors des périodes plus froides, la formation d'inlandsis sur le continent nord-américain. Les vestiges des plus anciennes glaciations sont aujourd'hui disparus ou localement enfouis sous les dépôts plus récents. Au Québec, le passage de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien a eu un grand pouvoir érosif et est responsable de la mise en place d'importantes quantités de sédiments. Les modalités de déglaciation vers la fin du Pléistocène ont été abondamment documentées, principalement dans le sud du Québec et notamment le long de la vallée de l'Outaouais (Veillette, 1983 ; 1988 et 1996 ; Vincent et Hardy, 1977), du Saint-Laurent (Prichonnet, 1977 ; Chauvin, Martineau et Lasalle, 1985 ; Parent et Occhietti, 1988 ; Occhietti, 1989 ; Occhietti, Govare, Richard, Dionne, Bolduc, Rondot et Fournier, 1997) ; dans les Appalaches (McDonald et Shilts, 1971 ; Gadd, 1971 ; Gadd, Lasalle, McDonald, Shilts et Dionne, 1972 ; Larocque, Gwyn et Poulin, 1983 ; Blais, 1989 ; Lamothe, Parent et Shilts, 1992 ; Parent et Occhietti, 1999) et en Gaspésie (Lebuis et David, 1977 ; Allard et Tremblay, 1981 ; Veillette et Cloutier, 1993 ; Richard, Veillette, Larouche, Hétu, Gray et Gangloff, 1997). Sur le plateau laurentien toutefois, les études sont moins nombreuses, la cartographie des dépôts de surface reste incomplète et la chronologie des événements est limitée.

L'objectif premier de cette étude est donc de reconstituer les événements paléogéographiques associés à l'englaciation et la déglaciation à partir d'une caractérisation des dépôts de surface qui donne lieu à la production d'une carte d'un demi feuillet à l'échelle 1 :50 000, présentée en appendice. Le choix du secteur de Saint-Michel-des-Saints a été motivé par l'observation d'évidences de la présence d'un lac proglaciaire de grande envergure, encore à ce jour non documenté, dans ce secteur du plateau laurentien. Le « Lac glaciaire Taureau » est le nom proposé pour identifier le plan d'eau de contact glaciaire ayant submergé les régions de Saint-Michel-des-Saints, Saint-Zénon, Saint-Guillaume-Nord et le réservoir Taureau. La reconstitution des différentes phases de submersion lacustre constitue l'objectif secondaire de ce mémoire.

Cette étude s'appuie sur des données récentes obtenues par photo-interprétation, appuyée par deux campagnes de cartographie des formations superficielles effectuées durant les étés 2006 et 2007 , ainsi que sur des travaux en laboratoire.

Ce mémoire est divisé en quatre chapitres. Le premier présente un portrait général du secteur à l'étude: on y décrit la localisation, la géologie du socle, l'hydrographie et la végétation. La revue des travaux antérieurs y est également présentée. Le deuxième traite de l'érosion glaciaire résultant de l'englaciation du secteur. Ce chapitre fournit une description détaillée des macroformes, mésoformes et microformes d'érosion et tente de relier leur orientation avec la dynamique glaciaire. Une chronologie relative des différents mouvements glaciaires retrouvés y est proposée. Le troisième chapitre décrit les unités lithostratigraphiques de la région de Saint-Michel-des-Saints, leur position stratigraphique, leur distribution, leur puissance, leur forme et leurs caractéristiques sédimentologiques. Les résultats d'une analyse pollinique effectuée sur des rythmites ayant des caractéristiques sédimentologiques similaires à celles de varves y sont présentés. Finalement, une reconstitution des principaux événements liés à la glaciation et à la déglaciation du secteur est présentée dans le dernier chapitre qui traite de la paléogéographie quaternaire.

CHAPITRE I

1.1 Localisation

La région à l'étude est située en Haute-Matawinie dans Lanaudière, soit à 200 km au nord de Montréal. Ce territoire se situe entre les latitudes 46°30'00'' et 46°55'00''N et les longitudes 74°30'00'' et 73°40'00''O et couvre une superficie totale de 2814 km².

La partie du territoire qui fait l'objet d'une cartographie des dépôts de surface se situe quant à elle entre les latitudes 46° 30' 00'' et 46° 45' 00''N et les longitudes 74° 00' 00'' et 74° 15' 00''O pour une superficie totale de 550 km² (figure 1.1). Les principales municipalités de la région sont Saint-Michel-des-Saints, Saint-Ignace-du-lac, Saint-Zénon et Saint-Guillaume-Nord (territoire non organisé). La région est représentée sur les feuillets topographiques 31I/12, 31I/13, 31J/9, 31J/16, du Système de référence cartographique (SNRC; figure 1.2).

L'accès au site étudié se fait via la route 131 qui relie Joliette à Saint-Zénon, Saint-Michel-des-Saints et Saint-Ignace-du-lac. Le territoire est parcouru par plusieurs routes asphaltées, reliant notamment Saint-Michel-des-Saints au lac Legendre, ainsi que Saint-Michel-des-Saints à Manouane. Le reste de la région est desservi par de nombreux chemins forestiers en terre et sentiers pédestres qui mènent notamment à la réserve faunique Rouge-Matawin et au Parc régional du Mont-Tremblant.

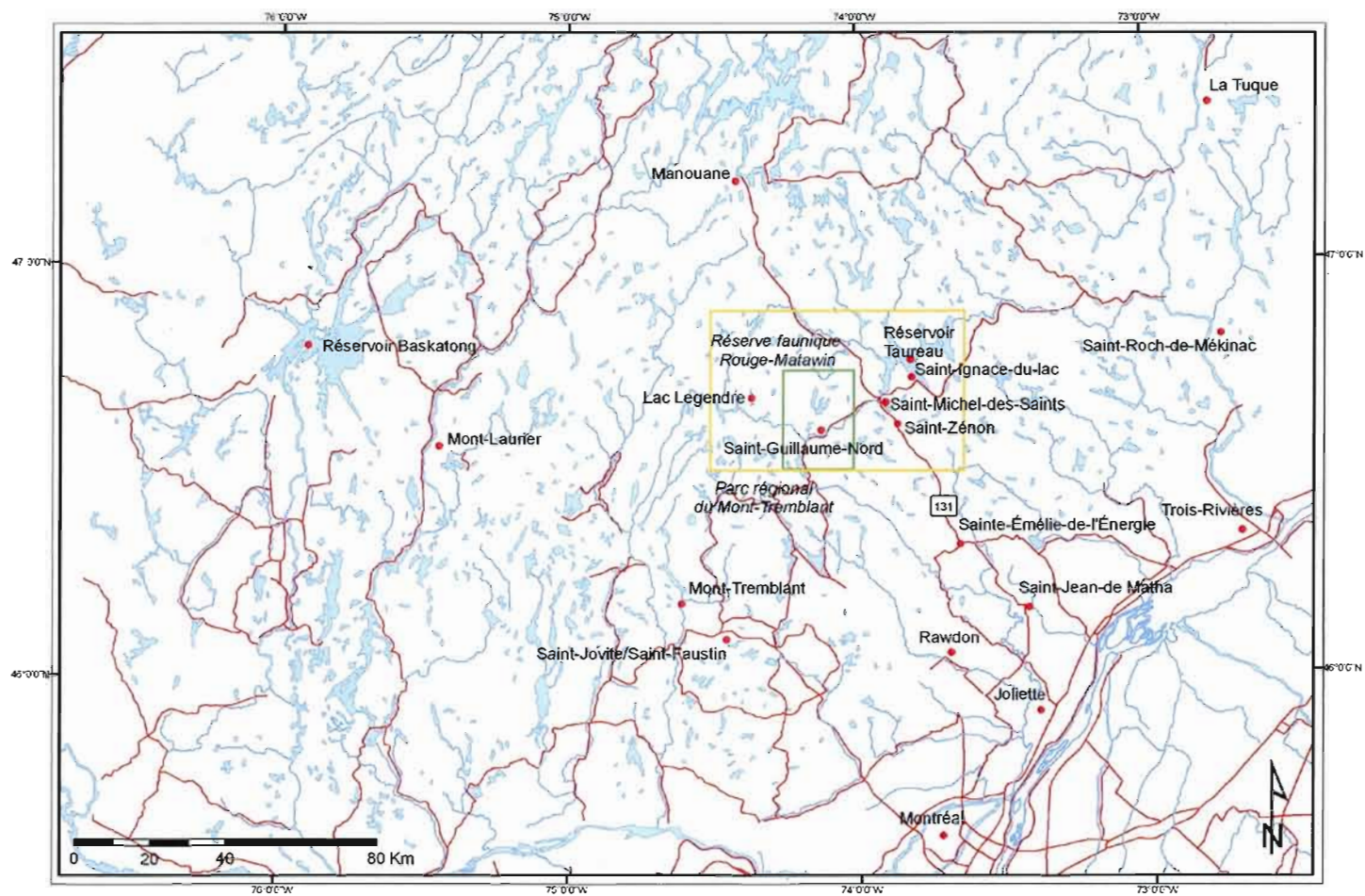


Figure 1.1 Localisation du territoire à l'étude (encadré jaune) et du secteur ciblé pour la cartographie des dépôts de surface (encadré vert).

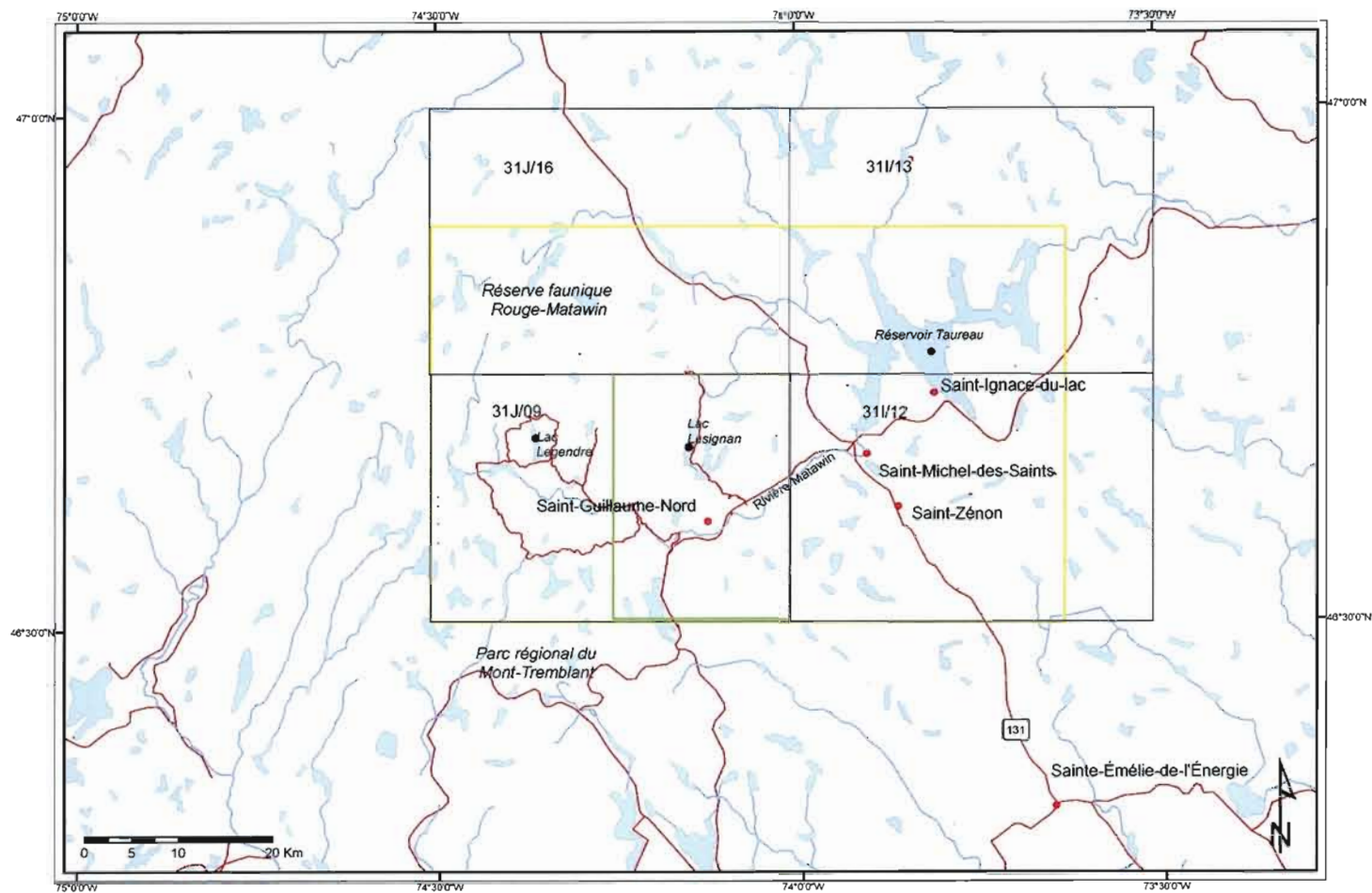


Figure 1. 2 Localisation du territoire à l'étude (encadré jaune) et du secteur ciblé par la cartographie des dépôts de surface (encadré vert) à l'intérieur des feuillets SNRC.

1.2 Géologie du substrat rocheux

Le territoire étudié fait partie de la province géologique de Grenville, située à l'intérieur du Bouclier canadien. Les formations rocheuses sont toutes d'âge précambrien (Katz, 1973).

L'assise géologique est formée par les roches de la série de Grenville, soit un complexe gneissique archéen, un complexe métasédimentaire, ainsi qu'une association de granulites, recoupée par les roches ignées intrusives de la série de Morin (tableau 1.1).

1.2.1 Série de Grenville

La série de Grenville représente une épaisse succession de marbre, quartzite, gneiss et amphibolite; elle est considérée comme un produit du métamorphisme poussé d'une séquence sédimentaire originelle (Katz, 1973). Le haut degré de métamorphisme, ainsi que des événements ignés postérieurs ayant affectés la série de Grenville rendent les relations stratigraphiques et la succession des couches difficiles à établir (Katz, 1973).

Complexe gneissique archéen

À l'intérieur de la série de Grenville, nous retrouvons un complexe gneissique archéen constitué essentiellement de gneiss gris à quartz, à plagioclase, à biotite et à hornblende. Ce sont les roches les plus vieilles à être exposées dans la région (Schryver, 1966).

Le complexe archéen est surtout observable au nord-est du réservoir Taureau (figure 1.3).

Complexe gneissique aphébien

Le complexe gneissique archéen est suivi dans l'échelle des temps géologiques par un complexe gneissique aphébien de paragneiss et métasédiments. L'amphibolite, les gneiss à

Tableau 1.1

Formations géologiques de la région de Saint-Michel-des-Saints

Précambrien	Série de Morin	Hélikien	Roche de Buckingham	Granite à hornblende; syénite; charnockite
				Monzonite
				Mangérite; enderbite
				Leuconorite; norite
	Série de Grenville	??	Association de Granulites	Granulite à orthopyroxène
				Granulite à hypersthène, gneiss charnockitique
		Aphébien	Complexe gneissique	Calcaire cristallin, marbre
				Quartzite
				Paragneiss à sillimanite, grenat
				Gneiss à hornblende; amphibolite
				Amphibolite à orthopyroxène, clinopyroxène
		Archéen	Complexe gneissique	Gneiss gris à quartz, biotite, hornblende, plagioclase

Modifié de Katz (1973) et Schryver (1966)

hornblende, les paragneiss à grenat et les paragneiss à sillimanite, faisant partie de ce complexe, sont très abondants dans la région. Le paragneiss à sillimanite et à grenat forme la plus importante unité géologique de la région; on la retrouve notamment le long des rives du réservoir Taureau, du lac Lusignan et du lac Forbes (figure 1.3). Sur le terrain, ils présentent souvent une surface altérée rouillée (Schryver, 1966).

Les calcaires cristallins (roches calco-silicatées) et les quartzites, qui font partie des roches métasédimentaires sont relativement étendus dans la région. Les quartzites retrouvées sont de quatre types, soit à grenat, à sillimanite, à pyroxène et à biotite. Les quartzites relativement purs peuvent être gris pâle ou blanc autant en surfaces altérées que fraîches. Elles se présentent souvent comme des inclusions dans les intrusifs de Morin (Schryver, 1966). Les calcaires cristallins forment de longues bandes étroites le long du rivage du réservoir Taureau et quelques affleurements ponctuels sur tout le territoire. Les affleurements de calcaire relativement purs sont blancs tant en surfaces altérées qu'en surfaces fraîches. La surface altérée des calcaires moins purs est friable et brun rouille (Schryver, 1966).

Association de granulites

La série de Grenville se termine par une association de granulites, qui peut être classifiée comme appartenant à la série anorthosite-charnockite. L'association de granulites est représentée par deux membres dominants, soit les granulites à hyperstène (gneiss charnockitique) et les granulites à orthopyroxène.

Les granulites de cette association sont des roches hautement métamorphisées et sont les plus étendues dans la région. Les granulites à hyperstène s'étendent majoritairement au sud-est du réservoir Taureau, tandis que les granulites à orthopyroxène se trouvent à l'ouest du réservoir, notamment le long des rives du lac Lusignan (figure 1.3). Il est à noter que les auteurs (Schryver, 1966 et Katz, 1973) ne sont pas unanimes quant au positionnement des granulites dans la colonne stratigraphique.

1.2.2 Série de Morin

La série de Morin, d'âge hélikien, est composée de roches intrusives recoupant les roches de la série de Grenville et les granulites. C'est l'évènement igné le plus jeune de la région. La série de Morin est représentée dans la région par les roches de la sous-unité de Buckingham, soit la leuconorite, la norite, la mangérite, l'enderbite, la monzonite, le granite à hornblende, la syénite et la charnockite. On les retrouve en grandes surfaces cartographiables à de nombreux endroits de la région. Les roches de la série de Morin sont plus résistantes à l'érosion que les roches métasédimentaires de la série de Grenville; elles forment donc souvent les reliefs culminants du territoire à l'étude.

1.2.3 Dispersion glaciaire

Le calcaire cristallin et le paragneiss à grenat sont des roches distinctives pouvant être utilisées pour les études de dispersion glaciaire. Les calcaires sont d'excellents traceurs géologiques en raison de leur couleur claire, mais surtout en raison de leur forte réaction au contact du HCl. Bien qu'il soit extrêmement friable, il est possible de déterminer la présence du calcaire à l'intérieur d'un till en mesurant la teneur en carbonates (calcite et dolomite) de la matrice ($<0,063 \mu\text{m}$). Plusieurs contraintes ont toutefois fait obstacle à ce type d'analyse dans la région de Saint-Michel-des-Saints. Tout d'abord, la plupart des affleurements de calcaire et les régions situées en périphérie sont inaccessibles; on n'y trouve que quelques sentiers de terre pour véhicules tout terrain. Ensuite, les régions entourant les affleurements de calcaire et situés dans les secteurs développés et accessibles, tels ceux situés près de la baie Dominique, sont recouverts de plusieurs mètres de sédiments glaciolacustres. Il existe donc peu de sites où il est possible d'échantillonner le till dans le but d'en analyser la teneur en carbonates. Le paragneiss à grenat constitue, quant à lui, un type de roche facilement identifiable sur le terrain, cependant, il forme aussi une des plus vastes unités géologiques de la région (figure 1.3). Les fragments de ce type de roche sont par conséquent omniprésents dans le secteur, ce qui le rend peu utile pour une étude de dispersion glaciaire.

Compte tenu des caractéristiques lithologiques et de la répartition des unités rocheuses qui pourraient servir de traceurs, il n'a pas été possible d'effectuer une étude de dispersion glaciaire.

1.3 Topographie

Le territoire de Saint-Michel-des-Saints fait partie de la région physiographique laurentienne et de la sous-région des hautes-terres laurentiennes. Les hautes-terres laurentiennes forment un relief généralement élevé et onduleux s'élevant abruptement au dessus des basses-terres du Saint-Laurent. En progressant à l'intérieur des terres, l'amplitude du relief diminue et celui-ci devient plus uniforme. L'altitude moyenne de cette ancienne surface d'érosion varie entre 300 et 450 mètres, mais peut atteindre plus de 1000 mètres à certains endroits de la réserve faunique des Laurentides (Bostock, 1979).

En général, la région étudiée forme un bas plateau disséqué par de nombreuses vallées fluviales larges et à fond plat, notamment celles de la Matawin, du Milieu, du Poste, du Sauvage et du lac Lusignan (figure 1.4). De part et d'autre de ces vallées, des collines allongées d'orientation NO-SE dans l'est du territoire et N-S ou NNE-SSO dans l'ouest caractérisent le paysage. Bien que l'alignement des crêtes rocheuses d'orientation NO-SE soit d'origine structurale, il correspond aussi à l'orientation de l'écoulement glaciaire dans la région. Le passage des glaces aura donc contribué à accentuer le profilage des structures rocheuses.

L'altitude minimale du territoire est de 358 mètres et correspond à la dépression qu'occupent le lac Kaiagamac et le réservoir Taureau. Les plus hauts sommets culminent entre 745 et 750 mètres près du lac Cirier, en amont du cours supérieur de la rivière Matawin, et du village de Saint-Zénon. Dans le secteur du lac Lusignan, le relief atteint au maximum 600 mètres.

1.4 Hydrographie

La région étudiée se situe majoritairement à l'intérieur du bassin-versant de la rivière Saint-Maurice. Son drainage s'effectue généralement vers le nord. Les bassins des rivières Rouge, l'Assomption et Maskinongé occupent quant à eux une faible portion du territoire et leurs eaux s'écoulent vers le sud (figure 1.5).

Le réservoir Taureau est le plan d'eau le plus important dans la zone d'étude. Avec ses 95,05 km² (MRC de Matawinie, 2005), ce réservoir est une source d'eau considérable à l'intérieur du complexe hydroélectrique de la rivière Saint-Maurice. Lors de sa mise en eau en 1930, 34,6 km de la rivière Matawin, ainsi que les anciens lacs des Pins, Saint-Ignace et Barré furent inondés (MRC de Matawinie, 2005). La rivière Matawin fut, à partir de ce moment, divisée en un cours supérieur au sud-ouest du réservoir et en un cours inférieur au nord-est du réservoir. Le réservoir Taureau est constitué de sept baies longilignes, notamment les baies Dominique, Ignace, du Milieu, du Poste, du Canot Rouge et de la Bouteille (figure 1.6).

La rivière Matawin est le principal affluent du réservoir Taureau, mais aussi de la rivière Saint-Maurice. Elle draine un territoire de 5 569 km² (MRC de Matawinie, 2005) constitué de plusieurs lacs, ruisseaux et rivières. Cependant, ses principaux tributaires sont les rivières aux Cenelles, du Milieu, du Poste, Matawin ouest et Laviolette. On compte aussi quelques lacs d'envergure, notamment les lacs Kaigamac, Forbes, du Diable, en Croix, Matawin, Lusignan, Mosquic, Sawin et du Trèfle. Nombreux sont les lacs qui occupent des dépressions alignées selon les structures géologiques. La rivière Matawin draine la région d'ouest en est dans une vallée à fond large et plat qui recoupe l'orientation générale du relief : à partir de l'amont de la rivière, soit à l'emplacement du lac Matawin, elle s'écoule vers le sud jusqu'à ce qu'elle rencontre la Matawin Ouest; ensuite elle s'écoule vers l'est, puis vers le nord-est jusqu'au réservoir Taureau, dans la baie à proximité du village de Saint-Michel-des-Saints; finalement, elle reprend son cours à l'emplacement actuel du barrage du rapide Taureau, complètement à l'est du réservoir, et poursuit son parcours vers l'est pour finalement se jeter dans la rivière Saint-Maurice.

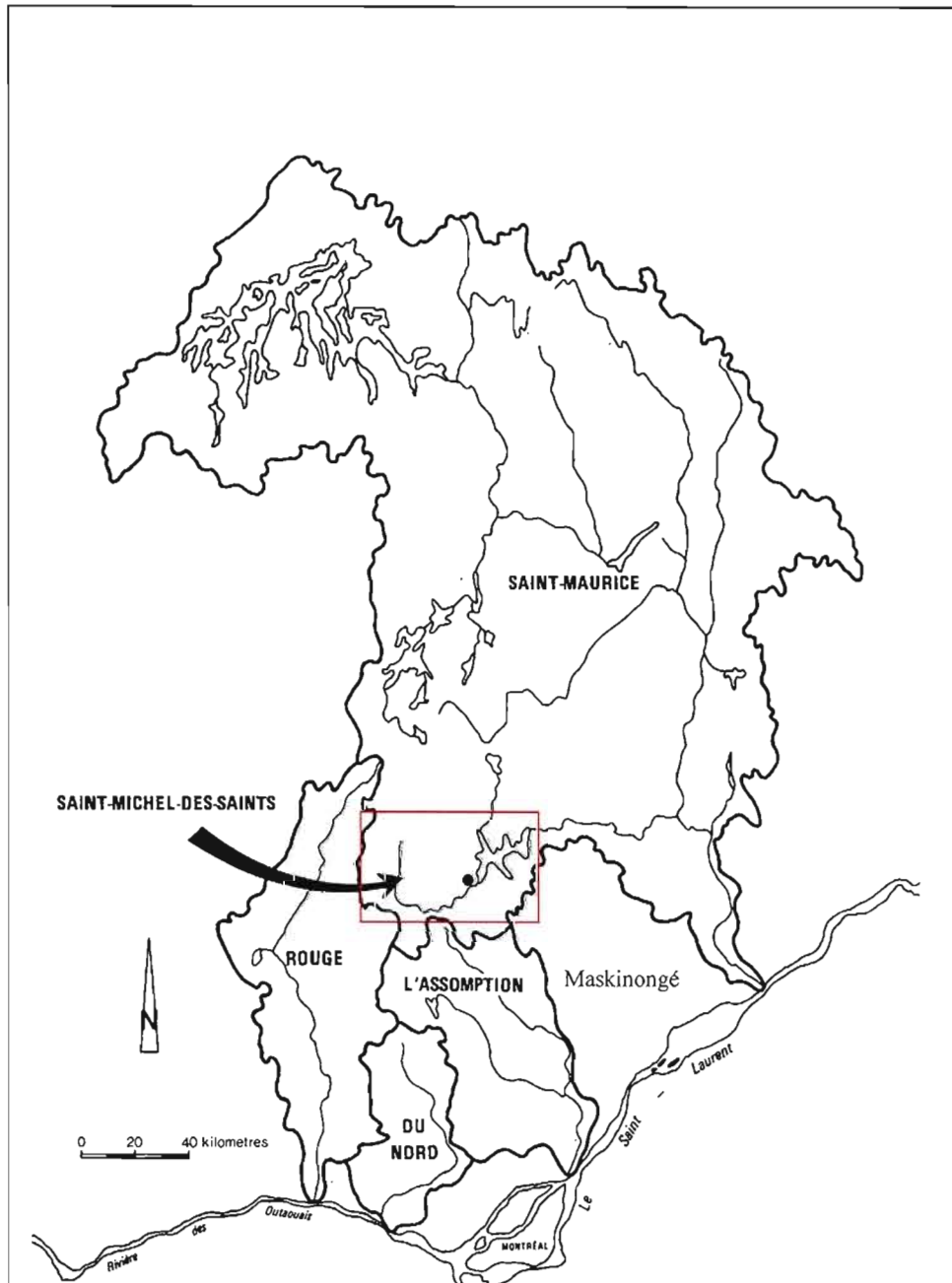


Figure 1.5 Bassins hydrographiques d'une section de la région physiographique laurentienne. Modifiée du Ministère de l'Environnement, Direction des Inventaires et de la Recherche, Québec (1983).

1.5 Végétation

La région se situe à l'intérieur du territoire forestier de la Haute-Matawinie, qui lui fait partie de la zone de végétation de la forêt laurentienne où l'érablière à bouleaux jaunes prédomine (Gagnon et Marcotte, 1980). Les essences principales de ce domaine climatique sont l'érable à sucre (*Acer saccharum*), le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*), le sapin baumier (*Abies balsamea*), ainsi que le hêtre à grandes feuilles (*Fagus grandifolia*)

Les essences forestières sont réparties selon la pente, le drainage et le type de dépôt de surface. Ainsi, l'érablière à bouleau jaune et tiarelle (*Tiarella cordifolia*) peuple les bas de pente là où le drainage est imparfait à modéré. L'érablière à bouleaux jaunes s'adapte à des conditions d'humidité moyenne et suit en altitude l'érablière à bouleau jaune et tiarelle. Les sommets relativement secs de moins de 550 mètres sont occupés par l'érablière à bouleau jaune et hêtre (Gagnon et Marcotte, 1980). Lorsque les sommets dépassent les 550 mètres, on retrouve de nouveau l'érablière à bouleaux jaunes (Gagnon et Marcotte, 1980).

Lorsque la pente est abrupte et caractérisée par un bon drainage, on retrouve la pessière rouge à thuya, tandis que les affleurements recouverts de till mince à très bon drainage sont colonisés par la pessière noire à pleurozium (Gagnon et Marcotte, 1980).

Les dépôts fluvioglaciaires favorisent un drainage bon à modéré et sont par conséquent occupés par la sapinière à épinette rouge. La sapinière à bouleau jaune occupe les sols à drainage imparfait, alors que les sols très mal drainés sont peuplés par la sapinière à thuya dans les dépressions ouvertes et la sapinière à épinette rouge et thuya dans les dépressions fermées. Les sols organiques ont quant à eux favorisé la colonisation de la pessière noire à sphaignes et la cédrière à sapin (Gagnon et Marcotte, 1980).

Finalement, il est important de mentionner que les tourbières occupent une importante superficie du territoire à l'étude. Les conditions froides et humides du climat de la région à l'étude favorisent le développement de ces milieux humides acides colonisés par les sphaignes, les hypnées et les éricacées (Groulx, 1985). Dans la région, les tourbières se

trouvent majoritairement dans les vallées à fond plat comblées de sédiments glaciolacustres, près des ruisseaux, et de certains lacs peu profonds.

1.6 Travaux antérieurs

Au nord de la Moraine de Saint-Narcisse, les études sur la géologie quaternaire sont peu nombreuses; les caractéristiques de la déglaciation y sont encore méconnues, notamment en ce qui a trait à l'existence des lacs glaciaires, et la chronologie des événements est toujours sujette à discussion.

Dans la région même de Saint-Michel-des-Saints, il n'existe aucune étude spécifique concernant l'origine, la nature et l'étendue des différents matériaux d'origine glaciaire présents sur le territoire. Mentionnons toutefois qu'il existe quelques données dans les rapports géologiques de la région de Saint-Michel-des-Saints (partie ouest) (Schryver, 1966) et du Parc du Mont-Tremblant (région de Rolland, Cousineau, Legendre) (Katz, 1973), ainsi que dans un mémoire du service de l'aménagement de la MRC de Matawinie (2005). De plus, la répartition et l'étendue des dépôts de surface sont décrites en partie dans les cartes du Ministère des Forêts du Québec (1995a, 1995b, 1995c, 1995d).

Plusieurs auteurs se sont toutefois intéressés à la géologie et à la géomorphologie glaciaire de régions laurentidiennes adjacentes, et certains ont noté la présence de lacs glaciaires à divers endroits dans les Laurentides (figure 1.7).

Blanchard (1938) et Dagenais (1943) furent parmi les premiers auteurs à s'intéresser au modelé des Laurentides et à évoquer le rôle de la dernière glaciation dans le façonnement des vallées laurentidiennes.

Osborne (1935; 1936; 1938 et 1951) a tenté d'expliquer l'évolution des événements glaciaires dans les vallées laurentidiennes, ainsi que le mode de mise en place des dépôts morainiques et fluvioglaciaires. Osborne (1936), affirmait n'avoir trouvé aucune preuve pouvant laisser croire qu'il y ait eu plus d'une glaciation dans les Laurentides.

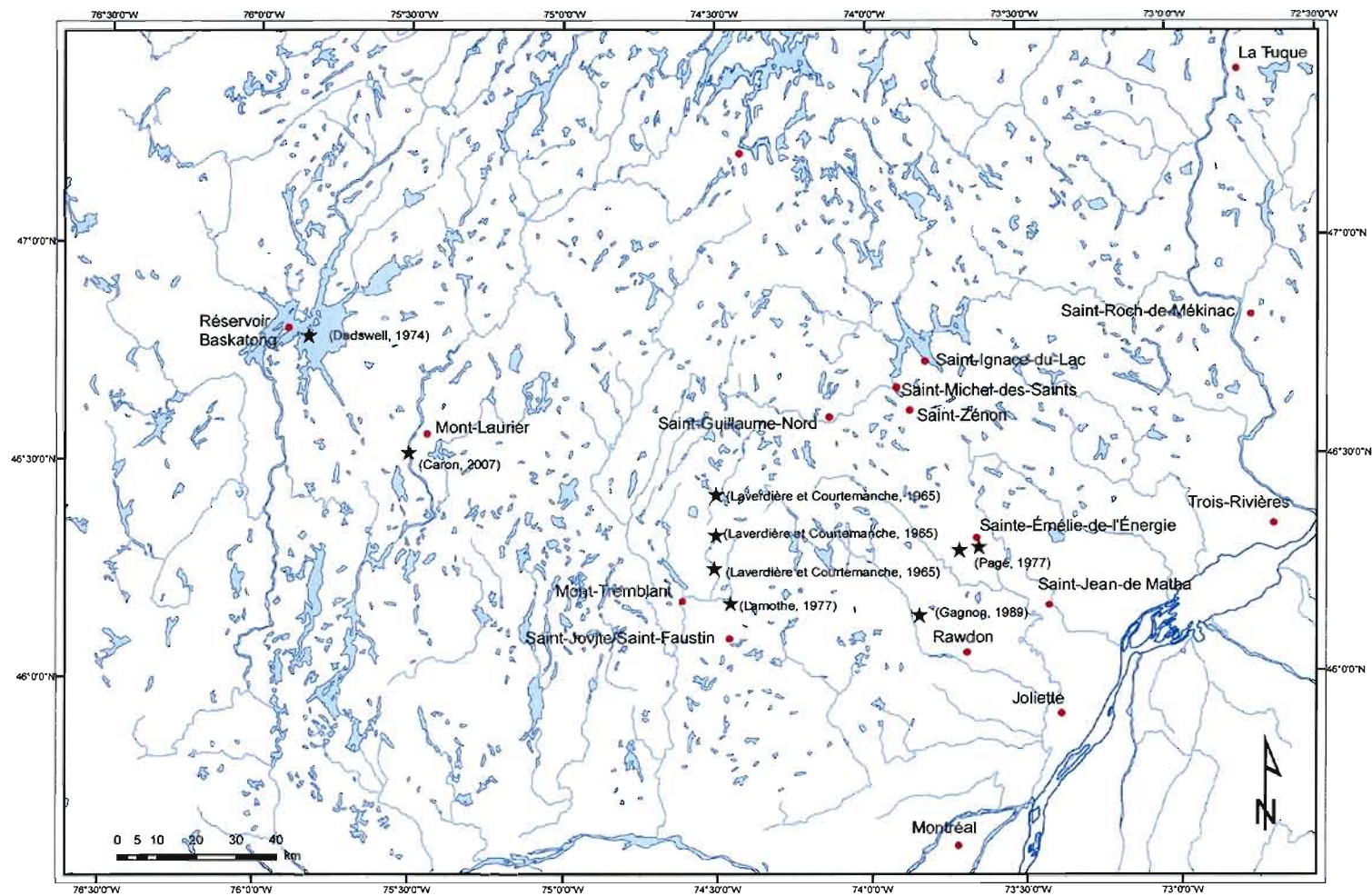


Figure 1.7 Lacs glaciaires (étoiles) répertoriés dans la littérature, dans la région physiographique laurentienne

Pendant sa campagne de terrain dans la région du Parc du mont Tremblant, Osborne (1936) a observé des stries glaciaires sur le sommet du mont Tremblant indiquant une direction d'écoulement de la glace vers le SSE (155°), tout comme Logan, qui en 1859, avait retrouvé une orientation similaire au pied du mont Tremblant.

Flint (1951), a évoqué l'hypothèse d'une calotte de glace résiduelle sur le mont Tremblant. Il fondait celle-ci sur des écoulements radiants (est-ouest) retrouvés dans le Parc du mont Tremblant par Logan (1859), ainsi que sur la présence de blocs erratiques d'anorthosite retrouvés à l'ouest de la rivière Rouge, et qu'il a cru pouvoir associer à un complexe d'anorthosite de Morin situé à l'est du Mont-Tremblant.

Laverdière et Courtemanche (1959; 1961 et 1965) publièrent trois rapports sur la géomorphologie glaciaire de la région du Mont-Tremblant (Saint-Faustin-Saint-Jovite, massif du mont Tremblant, vallée du lac Tremblant, vallée de la Diable). La partie nord de leur terrain d'étude touche la partie sud-ouest de la présente étude. Ils démentirent l'hypothèse de Flint concernant l'existence d'une calotte de glace résiduelle sur le Mont-Tremblant, puisque, selon leurs observations, le paysage ne révèle dans cette région, qu'un écoulement généralisé vers le sud. Leurs rapports livrent un portrait global des principaux traits d'ensemble du relief de la région, de la géomorphologie glaciaire, ainsi qu'une chronologie des événements glaciaires du Wisconsinien en Amérique du Nord. Ils y révèlent notamment deux âges obtenus par datations de matériel organique dans deux tourbières de la région, soit 8 180 ans ^{14}C BP (ruisseau des Cyprès) et 7 800 ans ^{14}C BP (lac Savane; à l'extérieur du territoire étudié).

Les marques d'écoulement glaciaire retrouvées par Laverdière et Courtemanche (1965) reflètent le rôle du contrôle topographique sur l'écoulement de la glace. Les stries indiquent principalement un écoulement vers le SSE et vers le S. D'après les auteurs, la déglaciation de la région du Mont Tremblant fut caractérisée par la subsistance de plusieurs langues de glace dans les vallées et par une rétention lacustre importante. Le till de la région serait assez abondant là où le relief est moins accentué. Son épaisseur varierait autour d'un mètre et demi.

Dans la partie sud du parc du Mont-Tremblant, les eskers seraient rares et maigres, tandis que dans la partie nord (étude actuelle), ils sont nombreux et groupés. Les eskers s'orientent vers le SSO, suivant la direction des vallées.

Laverdière et Courtemanche (1965) font état de l'existence de trois lacs glaciaires le long de la vallée de la rivière du Diable (directement à l'est du lac en Croix), soit les lacs glaciaires Morin, Blanchard, Potzger, ainsi que du lac glaciaire Pimpina-Archambault le long de la vallée de la rivière Saint-Michel (Saint-Donat). Selon ces auteurs, ces lacs glaciaires temporaires seraient liés à un obstacle topographique, tels qu'une barre rocheuse, un verrou ou une moraine.

Pagé (1977) a effectué des travaux dans la région de Sainte-Émélie-de-l'Énergie-Saint-Jean-de-Matha, située à une cinquantaine de kilomètres au sud de Saint-Michel-des-Saints, dans le but de décrire principalement la morphologie et la structure de la Moraine de Saint-Narcisse et de localiser la limite marine de la Mer de Champlain dans cette région. Les modalités d'englaciation décrites par l'auteur consistent principalement en un écoulement glaciaire en direction du SSE (160°). Pagé (1977) situe l'âge de la construction de la Moraine de Saint-Narcisse entre 11 000 et 10 800 ^{14}C BP à partir des données plus anciennes de Hilaire-Marcel et Occhietti (1977) et de Lasalle et Elson (1975), et d'une datation dans la région de Saint-Jean-de-Matha ($10\,120 \pm 470$ ans ^{14}C B.P., Qu-393). Sa mise en place précède une phase de déglaciation plus rapide de l'Inlandsis laurentidien suite à un changement climatique majeur vers 10 000 ans ^{14}C B.P. (début de l'Holocène; Mörner, 1976, dans Pagé, 1977). Suite au retrait du front glaciaire au niveau de la position de la Moraine de Saint-Narcisse, un lobe de glace a perduré dans le secteur du lac Noir, alors que les régions environnantes étaient déglacées. Lorsque la glace s'est scindée, la Mer de Champlain a pu envahir le secteur jusqu'à Sainte-Émélie-de-l'Énergie, à une altitude maximale de 234 mètres. L'auteur mentionne également la présence de sédiments glaciolacustres de type littoraux dans la région de Sainte-Émélie-de-l'Énergie en bordure de bassins dont l'existence serait liée à l'obturation du drainage par le front glaciaire.

Dans la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite, située à environ 75 kilomètres au sud-sud-ouest de Saint-Michel-des-Saints, Lamothe (1977) traite en grande partie de la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse. Les stries de la région indiquent une direction générale d'écoulement NO-SE. Lamothe a toutefois mesuré des stries d'orientation ONO-ESE en amont du bourrelet morainique de Saint-Narcisse. Ce mouvement serait tardif et représenterait un écoulement dépendant de la topographie. Il suggère que la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse s'est effectuée vers 10 800 ^{14}C BP. Le refroidissement du Dryas récent serait la cause de la réactivation glaciaire ayant favorisé la construction de la Moraine de Saint-Narcisse. D'après Lamothe (1977), la Mer de Champlain atteignit le niveau de 235 m vers 10 600 (± 100 ans) ^{14}C BP dans la vallée de la rivière du Diable et de la rivière Rouge. L'auteur nota la présence de sédiments glaciolacustres (deltaïque, littoral, profond) dans la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite liés à l'existence de plusieurs bassins lacustres temporaires qui auraient existé dans la région. Il suggère que la formation de ces lacs proglaciaires sur le plateau Laurentien serait due à la fonte par amincissement de la glace sur les positions élevées, l'obturation des vallées ou l'enfoncement glacio-isostatique.

Gagnon et Morelli (1986) ont présenté une description des dépôts quaternaires de la région de Saint-Joseph-Saint-Roch-de-Mékinac, située sur la rive est de la rivière Saint-Maurice à environ 85 km à l'est de la région de Saint-Michel-des-Saints, ainsi qu'une reconstitution paléogéographique des événements associés à ces dépôts. La direction dominante de l'écoulement glaciaire dans la région est vers le SSE. Les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires cartographiés par les auteurs font partie de la formation de Matawin. Selon Occhietti (1979), tous les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires mis en place entre la Moraine de Sakami au nord et la Moraine de Saint-Narcisse au sud, appartiennent à la formation de Matawin. Cette formation fait partie de l'unité régionale du groupe du till des Laurentides. Les limites méridionales de la formation demeurent indéterminées. Occhietti (1979) suggère que les dépôts de la formation de Matawin ont été mis en place entre environ 11 000 et 8000 ans ^{14}C BP, c'est-à-dire entre l'épisode de Saint-Narcisse jusqu'à la formation de la Moraine de Sakami. Ce laps de temps de 3000 ans correspond au Stade de Shawinigan. Les datations obtenue par Richard (1975) sur de la gyttja à la base de la matière organique de certains lacs

du Parc national de la Mauricie situent l'âge minimal de la déglaciation de la limite sud des Laurentides de cette région à $9\,760 \pm 190$ ans ^{14}C BP (Occhietti, 1979).

Le couloir du moyen Saint-Maurice ainsi que la cuvette de Saint-Joseph-de-Mékinac sont d'anciens bassins marginaux de la Mer de Champlain. La limite marine observée dans cette région est de 200 mètres. L'invasion marine fut tardive; elle est datée entre 10 800 et 9 800 ^{14}C BP (Occhietti, 1980). Gagnon et Morelli (1986) suggèrent que le temps nécessaire au retrait du front glaciaire entre la moraine de Saint-Narcisse et le nord de la région de Saint-Joseph-Saint-Roch-de-Mékinac se situe entre 200 et 400 ans selon un taux de retrait moyen de 100 mètres par an.

Au nord de notre région d'étude, Robert (2001) a travaillé sur la reconstitution du retrait glaciaire dans les régions de La Tuque et de La Gatineau. Ses principaux objectifs étaient de corréler les tronçons connus de la moraine Mars-Batiscan cartographiés par Govare (1995) et Bolduc (1995) entre Charlevoix et la rivière Batiscan, à d'autres tronçons morainiques. Robert (2001) a corrélé la moraine Mars-Batiscan à l'ouest, avec la ceinture morainique de Cartier I, de Porcupine Mountain et de Saxon au sud du lac Supérieur, au Michigan et au Wisconsin (Lowell *et al.*, 1999). Dans son modèle de déglaciation des Laurentides, Robert (2001) propose deux nouveaux isochrones, révisant ainsi ceux établis par Dyke et Prest (1987) pour les Laurentides. Le premier isochrone est de $10\,500 \pm 100$ ans ^{14}C BP et correspond à la position de la Moraine de Saint-Narcisse. Le second est de $10\,000 \pm 100$ ans ^{14}C BP et correspond aux positions des Moraines de Mars-Batiscan, McConnell, Cartier I, Grand Marais I, de Porcupine Mountain et de Saxon. Les deux moraines dateraient du Dryas récent. La Moraine de Saint-Narcisse correspondrait à la période de refroidissement maximale du Dryas III, tandis que la Moraine Mars-Batiscan marquerait la fin de cette période de refroidissement, avant le réchauffement qui marqua l'Holocène.

Toujours au nord de notre région d'étude, Simard (2003) a cartographié les dépôts et formes quaternaires à l'intérieur d'un transect de 500 km entre Manouane et le Témiscamingue. Les objectifs principaux de son étude étaient d'analyser la répartition spatiale de ces formes glaciaires pour créer un patron de déglaciation du secteur, ainsi qu'élaborer un modèle

chronologique de la déglaciation permettant de visualiser l'orientation et la morphologie de la marge glaciaire. Le secteur étudié est divisé en quatre zones (A, B, C, D). Le secteur A se situe directement au sud de Manouane entre les réservoirs Taureau et Baskatong. Afin de vérifier la continuité de certains alignements morainiques du secteur A, Simard (2003) a procédé à la photo-interprétation des segments morainiques des feuillets 31J16 et 31I13, soit des feuillets inclus dans la présente étude.

D'après l'auteure, les eskers seraient nombreux au nord et à l'ouest du réservoir Taureau, de taille moyenne et de forme conique et sinueuse. Simard (2003) note aussi la rareté des épandages fluvioglaciaires qui sont majoritairement canalisés dans les vallées de cette région. À l'aval du bassin de la rivière Matawin, la faible densité des formes glaciaires serait due au fait que celles-ci furent probablement recouvertes de dépôts du bassin para-marin qui ennoya le secteur (Occhiotti, 1980; Gagnon et Morelli, 1986). Selon Simard (2003), certaines de ces données montrent que le régime glaciaire était actif au nord de la région du Réservoir Taureau. De plus, la présence d'eskers à contre-pente prouverait que l'épaisseur de la glace y était significative. Simard propose une orientation ENE-OSO du front glaciaire au nord du réservoir Taureau. Vers le réservoir Baskatong, l'orientation devient graduellement E-O.

Veillette (2004) a effectué des travaux de terrain entre 1997 et 2003 dont le but était de comprendre l'évolution des écoulements glaciaires d'une grande partie du secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien pendant le Wisconsinien. Son étude fut basée sur des stries glaciaires répertoriées sur plus de 230 000 km² dans la Province de Grenville, ainsi que sur la répartition d'erratiques provenant de lithologies distinctives telles que celles des roches protérozoïques des bassins sédimentaires du lac Mistassini et des Monts Otish. Dans le cadre de son étude, presque tous les grands lacs et réservoirs furent couverts en bateau, notamment les lacs Kempt et Manouane, situé à 80 km directement au nord de Saint-Michel-des-Saints. Les stries mesurées par Veillette (2004) dans la région indiquent une orientation dominante vers le SSE. Aucune des stries observées n'étaient recoupées ou recoupaient une autre orientation d'écoulement. Les erratiques retrouvés sont des grès de la Formation Papaskwasati et des dolomies de la Formation Albanel du Groupe Mistassini.

Veillette (2004) a proposé une séquence pour les différents mouvements glaciaires répertoriés : d'abord un premier écoulement vers le NO proviendrait d'une zone de partage des glaces orientée NE-SO et située dans les hautes-terres du Québec, entre le lac Mistassini et la vallée du Saint-Laurent ; un deuxième écoulement vers le SE serait le résultat du déplacement de la zone de partage des glaces au nord du lac Mistassini pendant le pléniglaciaire ; finalement, un troisième écoulement en forme d'éventail vers le SO, le SE et le S serait le résultat de la déglaciation. Ces trois orientations d'écoulement seraient le résultat des événements glaciaires du Wisconsinien.

Caron (2007) a réalisé une étude sur le Quaternaire de la région de Mont-Laurier, soit à une centaine de kilomètres à l'ouest de Saint-Michel-des-Saints. D'après l'auteur, l'écoulement glaciaire principal s'effectua en direction SSE. Son étude a démontré que lors de l'épisode de la Mer de Champlain, la rivière du Lièvre ne fut pas envahie par les eaux marines mais par de l'eau douce associée à un paléolac.

Il est à noter que les lacs glaciaires Barlow-Ojibway furent les seuls lacs d'importance ayant recouvert les Laurentides lors de la déglaciation. Quelques auteurs ont étudié ces périodes lacustres post-Algonquin dont Veillette (1983;1988 et 1996), Vincent et Hardy (1977 et 1979), Daigneault et Prichonnet (1988). Les travaux de ces auteurs sont d'une importance cruciale dans le présent travail puisqu'ils évoquent de façon très détaillée les processus de rétention lacustres dans les Laurentides et les Basses-Terres de la Baie-James, ainsi que les différents indices permettant de reconnaître l'existence d'un paléolac sur un territoire (ligne de rivage, micro-organismes indicateurs, crêtes d'eskers aplanies, nature des sédiments, etc.). Leurs travaux démontrent aussi l'importance d'une connaissance détaillée des formes de contact glaciaire et des marques d'érosion sur un territoire donné. En effet, selon Veillette (1988, p.8), « *l'évolution d'un lac proglaciaire est intimement liée aux variations de la configuration de la marge glaciaire lors de son retrait* ».

1.7 Méthodologie

1.7.1 Photo-interprétation préliminaire

Une photo-interprétation préliminaire a précédé les campagnes de terrain. Elle a été réalisée à l'aide de photographies aériennes au 1 :40 000 (1966, 1968) du Ministère des Terres et Forêts du Québec. Cette première étape de cartographie a permis d'identifier les grands ensembles de dépôts quaternaires de la région, ainsi que les principales formes reliées à la dernière glaciation et à son retrait. Certains sites repérés sur les photos aériennes ont été choisis afin de valider sur le terrain cette photo-interprétation préliminaire.

1.7.2 Travaux sur le terrain

Les travaux sur le terrain ont été effectués pendant l'été 2006 et l'été 2007. À l'intérieur d'une période d'environ 30 jours, les feuillets topographiques 31J/09 (Saint-Guillaume-Nord), 31I/12 (Saint-Michel-des-Saints) et une partie des feuillets 31I/13 (Réservoir Taureau) et 31J/16 (Lac Charland) ont été couverts.

Tous les sentiers, chemins et routes praticables de la région ont été sillonnés, le plus souvent en voiture, mais aussi à pied, et ceci afin de valider la photo-interprétation préliminaire. Au total, plus de 250 sites ont été visités. Chacun de ces sites a été localisé à l'aide d'un GPS (figure 1.8). La numérotation de ces sites a été volontairement omise. Toutefois, afin de faciliter la compréhension du lecteur, une carte localisant les arrêts cités dans cette étude a été placée à l'appendice A. Les numéros de ces arrêts s'insèrent dans l'ordre chronologique où ils ont été visités, parmi les 250 sites.

Les microformes d'érosion ont été relevées sur chaque affleurement rocheux, tandis que les différentes unités lithostratigraphiques ont été identifiées par le levé de toutes les coupes accessibles le long des routes, incluant les sablières et gravières. Les sédiments représentatifs des différentes unités lithostratigraphiques de la région ont été prélevés sur une cinquantaine de sites. Toutefois, les tills de fond et les sédiments glaciolacustres étaient systématiquement échantillonnés.

La description des unités lithostratigraphiques a été faite selon les critères suivants inspirés de Evans et Benn (2004) : la structure sédimentaire (stratification, pendage, lits, laminations, rides de courant), la granulométrie de la matrice et des éléments grossiers, l'épaisseur et la géométrie des lits et unités, les déformations (failles, plis, liquéfaction, cryoturbation, cailloux de délestage, effondrement, lits entrecroisés, convolute, etc.), les inclusions et la présence de fossiles, la morphologie de la fraction grossière (arrondie, sub-arrondie, sub-anguleuse, anguleuse), la compaction, la couleur, le tri et le contact entre les différentes unités.

1.7.3 Analyse granulométrique en laboratoire

L'analyse granulométrique des échantillons avait pour but de caractériser la distribution granulométrique de la matrice (< 2 mm) des différents types de dépôts superficiels. Au total 60 échantillons ont été analysés.

Deux méthodes ont été utilisées pour l'analyse des échantillons, soit le tamisage à sec pour la fraction grossière (0,063 mm à 2 mm) et la diffraction laser à l'aide d'un sédimentomètre à laser (Sédigraph Fritsch GmbH) pour la fraction fine ($< 0,063$ μm).

Tous les échantillons ont été séchés à l'air, puis broyés légèrement au mortier afin de briser les agrégats. Ils furent ensuite passés au tamis de 2 mm afin de séparer les sédiments plus grossiers de la matrice.

Pour les fins de l'analyse, 30 g ont été prélevés lorsque les échantillons étaient de texture fine (argile et silt), tandis que dans le cas des échantillons plus grossiers, 50 g de sédiments de moins de 2,0 mm ont été prélevés. Chaque échantillon fut traité au peroxyde (30%) et au pyrophosphate de sodium (44,6 g /1000 ml) afin de minimiser la présence de matière organique et d'agrégats. Après le traitement, les échantillons furent passés à travers un tamis de 0,063 mm (63 μm). La fraction inférieure à 63 μm fut analysée par diffraction laser. La partie supérieure à 63 μm fut séchée puis envoyée dans une colonne de tamis. Les poids des rejets de chacun des tamis chaque fraction (1.0 mm, 500 μm , 250 μm , 125 μm , 63 μm) ont été mesurés et compilés.

Les courbes de données des particules inférieures à 63 μm (argiles et silts) et celles des particules supérieures à 63 μm (sables) furent jumelées à l'aide du logiciel Analysette 22 32Bit (version 3.38) afin d'obtenir des courbes représentatives de chaque échantillon. L'analyse des fréquences cumulatives en poids sur des diagrammes log-probabilité a été effectuée avec les paramètres sédimentologiques de Folk et Ward (1957) soit :

le coefficient de classement (l'écart-type graphique), lequel mesure le tri (*sorting*) de la distribution;

$$\sigma_i = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

le coefficient d'asymétrie, lequel mesure la non-normalité d'une distribution (graphic skewness) ;

$$SK_i = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2(\phi_{50})}{4} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2(\phi_{50})}{6,6}$$

le coefficient d'angulosité (*kurtosis*), lequel mesure la déviation de la distribution par rapport à la normalité (un coefficient d'angulosité neutre correspond à une courbe normale);

$$K_g = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2,44 (\phi_{75} - \phi_{25})}$$

la moyenne graphique basée sur les percentiles 16%, 50% et 84% de la courbe granulométrique ;

$$Mz = \frac{\varnothing 16 + \varnothing 50 + \varnothing 84}{3}$$

la médiane.

$$Md = \varnothing 50$$

1.7.4 Datation

Une datation au ^{14}C à été effectuée sur des aiguilles de pins retrouvées à la base d'une tourbière (arrêt 214, annexe A). Cette date a été calibrée à l'aide du logiciel *Calib* (5.10) de Stuiver et Reimer (1986-2006) et est présentée avec un intervalle d'un écart-type. Cependant, toutes les autres dates présentées dans le cadre de ce mémoire sont en années ^{14}C BP et non en années calibrées. Nous avons préféré les présenter ainsi afin de faciliter les corrélations avec les travaux antérieurs.

1.7.5 Compilation des microformes d'érosion

Les microformes d'érosion glaciaire ont été répertoriées, classées et analysées à l'aide du logiciel *Oriana* (2.0), et ce dans le but de visualiser les directions d'écoulement glaciaires dominantes de la région (se référer au chapitre II).

1.7.6 Cartographie intégrée par ordinateur

La photo-interprétation du territoire à l'étude a été réévaluée après la campagne de terrain et l'analyse des échantillons en laboratoire. Afin de cartographier les différentes unités et formes géomorphologiques retrouvées, les photographies aériennes ont été numérisées, puis géoréférencées sur un fond de carte BNDT (Base nationale de données topographiques; Système national de référence canadien) (31J/09, 31J/16, 31I/12, 31I/13) à l'aide du logiciel ArcGIS 9.1. Les différentes unités géomorphologiques ont été représentées par numérisation de polygones et de polygones. La création et la mise en page de la carte ont été effectuées à l'aide du logiciel ArcGIS 9.1. Un modèle numérique d'élévation (DEM) a été intégré à la cartographie afin de visualiser le modelé topographique de la région cartographiée. Ce modèle numérique d'élévation a été conçu avec le logiciel ArcGIS 9.1 à l'aide des courbes de niveau des feuillets BNDT. La carte « Géologie des formations superficielles de la région du lac Lusignan, Saint-Michel-des-Saints, Québec. », qui est le résultat du travail de photo-interprétation, de terrain et de cartographie intégrée par ordinateur, est présentée à l'appendice B.

CHAPITRE II

ÉROSION GLACIAIRE

Selon Katz (1973), l'érosion glaciaire dans la région de Saint-Michel-des-Saints a été fortement contrôlée par la lithologie et la structure, accentuant ainsi l'orientation régionale du substrat rocheux. Les formations plus résistantes, comme les roches de la série de Morin, ont été modelées et profilées, tandis que les formations moins résistantes ont été broyées et transportées. Une grande variété de formes d'érosion a été observée dans la région : vallées en U, drumlins rocheux, roches moutonnées, broutures, stries et cannelures. Cet inventaire de formes d'érosion nous permet aujourd'hui de mieux comprendre les écoulements glaciaires et leur chronologie dans cette région des Hautes-Laurentides.

2.1 Macroformes

Les travaux de Katz (1973) ont permis d'identifier quelques vallées en U dans la région. Ces vallées aux parois escarpées, se trouvent majoritairement près de la portion nord de la rivière Matawin ouest et au sud du lac le Tars (figure 2.1). Celles-ci ont entre 600 mètres et 1,2 km de largeur et de 1,4 à 3,6 km de longueur. Les fonds de vallées sont comblés de matériaux fluvioglaciaires ou de till. De plus, la partie amont des vallées est, trois fois sur cinq, plus escarpée qu'en aval, ce qui est selon Flint (1971), un critère d'identification des vallées glaciaires.

Les drumlins constituent des macroformes courantes dans la région étudiée (figure 2.1). Dans le cadre de cette étude, les formes drumlinoïdes composées en majeure partie de roc sont spécifiquement appelé drumlin rocheux (Muller, 1974). Celles-ci sont reliées exclusivement à l'érosion glaciaire (Flint, 1971). Lorsque la couverture de till est absente, ils sont parfois nommés rocher profilé. On retrouve ces formes presque exclusivement dans la partie ouest du territoire. Leur grand axe montre généralement une orientation



Figure 2.1 Localisation des drumlins rocheux et des vallées en U (l'encadré rouge indique le secteur ciblé pour la cartographie géologique des formations superficielles).

N-S dans le sud-ouest du territoire et NNO-SSE dans le secteur nord-ouest. Comme mentionné au chapitre I, les linéaments rocheux sont majoritairement orientée NO-SE, N-S ou NNE-SSO. Les drumlins rocheux résultent donc du profilage des structures lithologiques préexistantes.

La dimension des drumlins rocheux varient entrent 500 à 1500 mètres de longueur et 300 à 500 mètres de largeur, ce qui donne des ratios largeur/longueur variant entre 0,6 (large ovoïde) et 0,3 (ovoïde allongé) selon la classification morphométrique des formes profilées de Muller (1963). À l'aide du modèle d'élévation numérique (DEM), il est possible de constater que certaines formes drumlinoïdes présentent un profil dissymétrique avec un côté amont glaciaire plus abrupt que le côté aval. Ils indiquent alors un écoulement glaciaire vers le sud avec des variantes vers le SO et le SE généralement.

2.2 Mésoformes

Les roches moutonnées sont des mésoformes d'érosion fréquentes sur le territoire étudié (une dizaine de roches moutonnées ont été inventoriées). On les retrouve majoritairement groupées dans la partie est du territoire, au sud du réservoir Taureau. La plupart sont de dimensions variant entre 3 à 5 mètres de hauteur, 5 à 10 mètres de longueur et 5 mètres de largeur. Toutefois, près du lac England (arrêt 193, appendice A), au sud de Saint-Michel-des-Saints, les roches moutonnées inventoriées atteignent 10 mètres de hauteur, 25 mètres de longueur et 10 mètres de largeur. L'orientation du grand axe et de la face d'arrachage des roches moutonnées indiquent un sens d'écoulement variant entre le SSE et le SE (158° à 140°) (figure 2.2 et 2.3). Les roches moutonnées retrouvées sont très souvent recouvertes par différentes microformes d'érosion (stries, broutures) sur leur côté poli, à l'amont glaciaire.



Figure 2.2 Roches moutonnées recouvertes d'un plaquage de till, à l'ouest du lac à la Truite (arrêt 153, appendice A). Leurs faces d'arrachage fait face au SSE (150°).



Figure 2.3 Roche moutonnée au sud de la baie Dominique (arrêt 79, appendice A). La face d'arrachage fait face au SE (140°).

2.3 Microformes

Dans le secteur à l'étude, de nombreux affleurements rocheux ont été polis et profilés. Ceux-ci sont facilement observables le long des routes et c'est sur ces surfaces qu'il est le plus fréquent de retrouver les microformes d'érosion. Celles-ci ont principalement été observées sur les gneiss à grenat et les granulites qui sont des lithologies très résistantes à l'érosion. Toutefois, sur plusieurs affleurements rocheux, l'altération avancée a rendu l'observation des microformes parfois difficile. Au total, 122 microformes d'érosion ont été répertoriées sur 35 sites.

Pour ne pas encombrer la carte, certaines microformes ont été retirées de la cartographie lorsque deux sites étaient trop rapprochés et qu'ils présentaient les mêmes orientations, et lorsque plusieurs mesures semblables provenaient du même site. Sur les 122 microformes répertoriées, 26 sont représentées sur la cartographie (figure 2.4). Ces microformes représentent les principaux mouvements glaciaires déduits à l'intérieur du secteur à l'étude.

La cartographie illustrée à la figure 2.4 présente beaucoup moins de microformes d'érosion dans la partie ouest que dans la partie est. Ceci s'explique par la faible anthropisation de cette partie du territoire. En effet, les routes y sont rares, souvent en mauvais état et donnent accès aux zones à topographie moins élevée, où la couverture de sédiments superficiels est plus importante.

2.3.1 Les marques en croissant

De nombreuses marques en croissant ont été retrouvées (39 trains de brouture ou fractures de broutage sur 14 sites), et ce principalement dans l'ouest du territoire (figure 2.4). Seules les fractures de broutage (chattering fractures) (Laverdière et Guimont, 1980) (figure 2.5) et les broutures en train (figure 2.6) ont été retenues dans l'inventaire des microformes d'érosion, puisque les broutures seules peuvent être confondues avec la structure de l'affleurement rocheux ou des marques de gélifraction. Les broutures observées mesurent entre 10 et 80 cm de largeur, et certains trains de brouture peuvent s'étendre sur près de 100 cm de longueur. Les fractures possèdent toutes un mur concave tourné vers l'amont glaciaire et un plancher orienté vers l'aval glaciaire (figure 2.7).

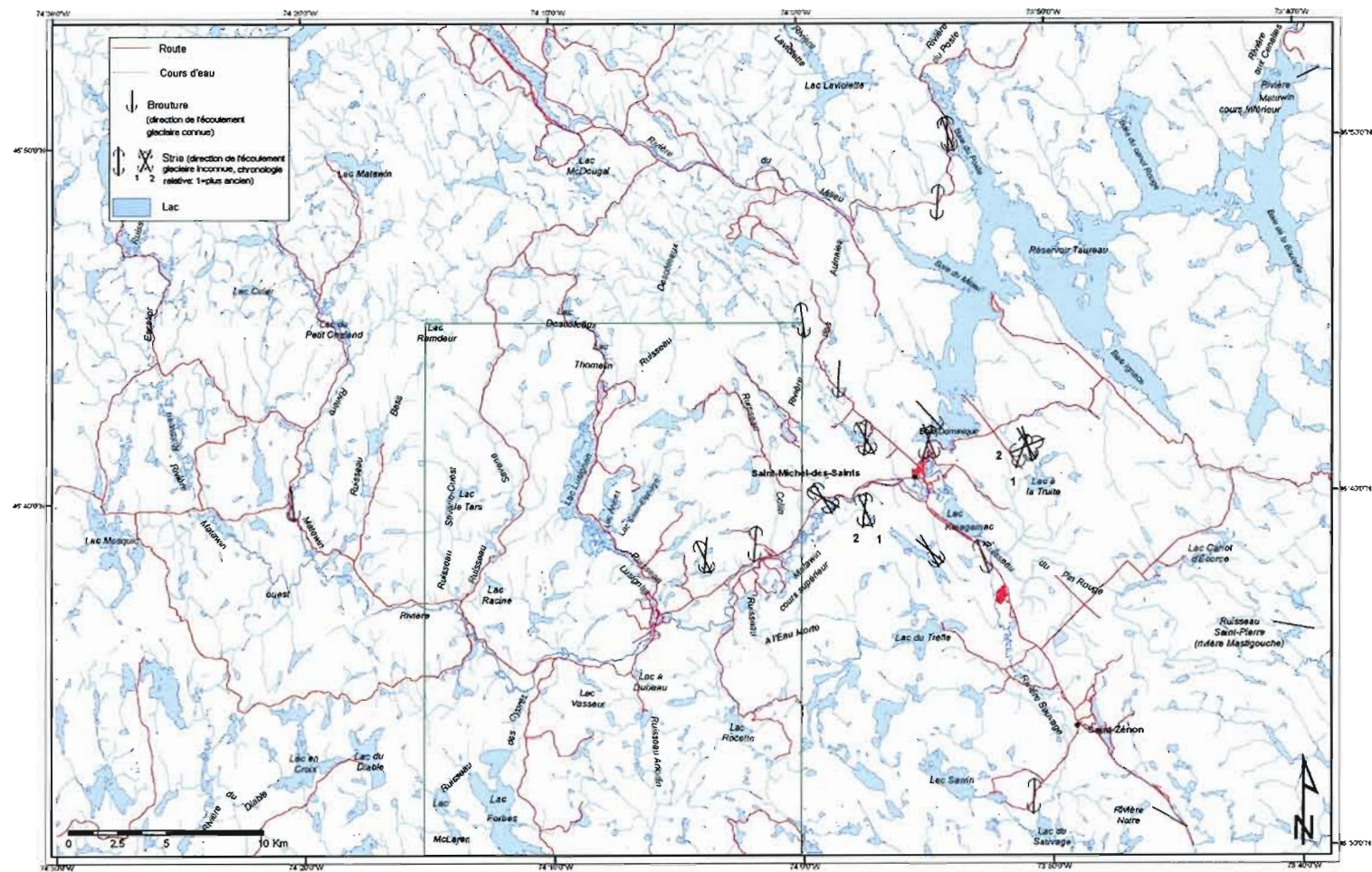


Figure 2.4 Localisation et orientation des microformes d'érosion (l'encadré vert indique le secteur ciblé pour la cartographie géologique des formations superficielles).

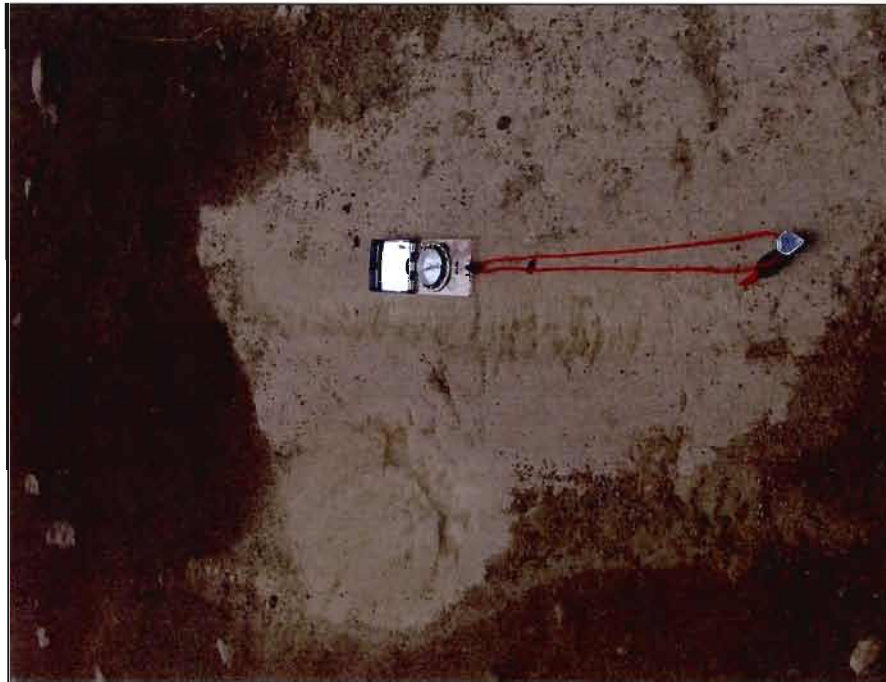


Figure 2.5 Fractures de broutage au nord du lac Sauvage (arrêt 71, appendice A). L'écoulement glaciaire s'effectuait vers le sud, soit vers la droite de la photo.



Figure 2.6 Train de broutures concaves à l'est du lac Legendre (arrêt 96, appendice A). L'écoulement glaciaire s'effectuait vers le sud, soit vers la gauche de la photo.



Figure 2.7 Trains de broutures concaves à l'ouest du lac à Truite (arrêt 153, appendice A). L'écoulement glaciaire s'est effectué vers le SO, soit vers le haut de la photo.

Les caractéristiques morphologiques témoignent d'un écoulement glaciaire variant entre le SSO (203°) et le SE (139°). Aucune brouture convexe n'a été observée.

2.3.2 Les sillons

Une vingtaine de sillons ont été inventoriées sur tout le territoire étudié (figure 2.8). Peu profondes, en raison de la nature parfois plus résistante du substrat rocheux, ils sont parfois difficiles à repérer. Leurs dimensions peuvent atteindre jusqu'à 10 cm de largeur et 200 cm de longueur. Leurs orientations oscillent entre 330°-150° et 019°-199° (NNO-SSE et NNE-SSO).

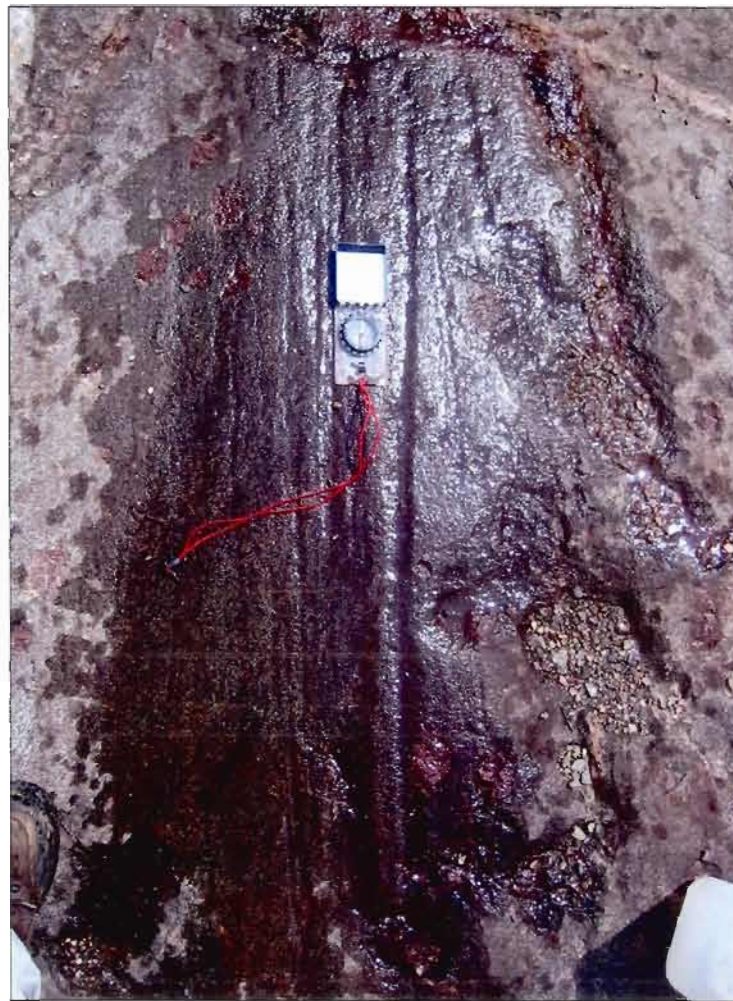


Figure 2.8 Sillons au sud du lac Kaiagamac (arrêt 202, appendice A).

2.3.3 Les stries

Tout comme les marques en croissant, les stries furent majoritairement retrouvées dans la partie est du territoire (figure 2. 4). Très peu profondes, elles mesurent en moyenne 5 mm de largeur. Leur longueur est très variable, toutefois, sur certains affleurements elle peut atteindre 100 cm. Au total 47 mesures d'orientation de stries réparties sur 21 sites ont été effectuées. Les mesures d'écoulement sont réparties entre 318° - 138° et 023° - 203° (NO-SE et NNE-SSO). Il est possible de dégager ce qui semble être deux principales directions d'écoulement glaciaire, soit un écoulement NNO-SSE qui est représenté par les stries se situant entre les orientations 330° - 344° vers 150° - 164° , et un écoulement N-S représenté par les stries ayant une orientation se situant entre 350° - 004° vers 170° - 184° (figure 2. 9). La mesure la plus fréquemment observée est 004° - 184° , avec 19 observations comme le démontre la figure 2.10.



Figure 2.9 Stries N-S situées au sud-ouest de la baie Dominique (arrêt 194, appendice A).

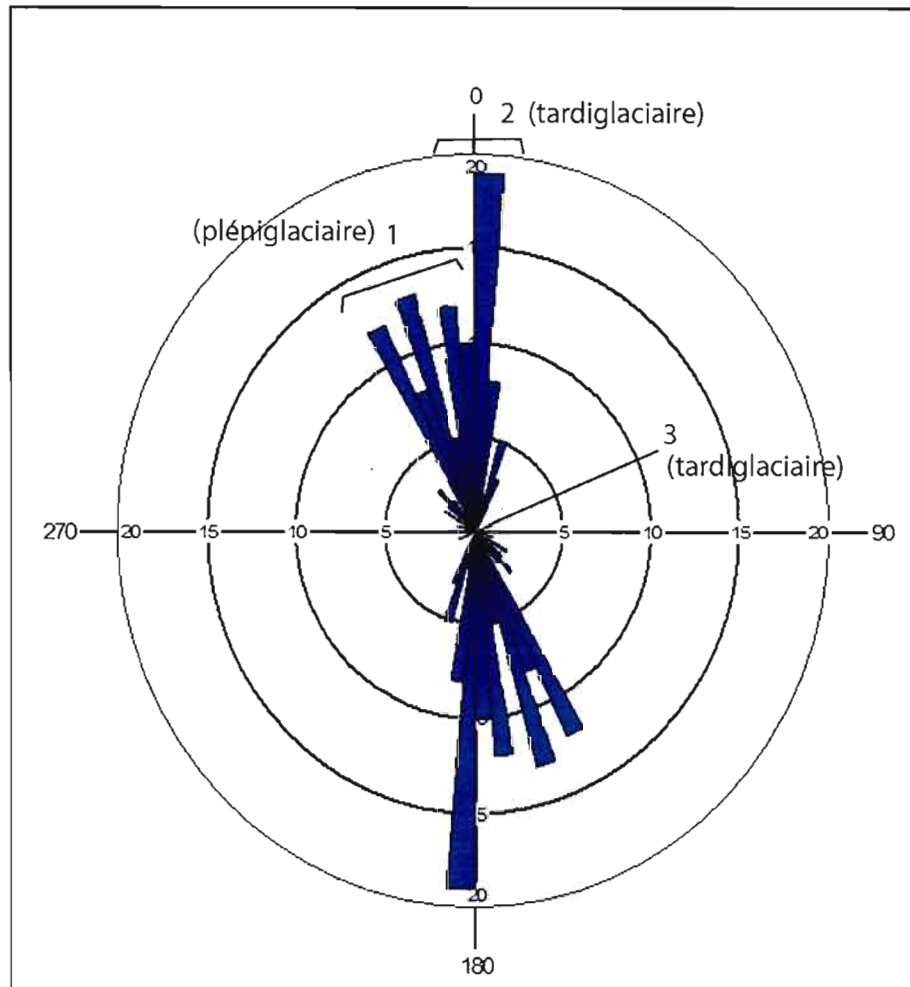


Figure 2.10 Diagramme d'orientation des microformes d'érosion et chronologie des mouvements, du plus ancien (1) au plus récent (3). Intervalle de classe de 5°. La mesure la plus fréquente se situe à l'intérieur de la classe 000°-004°; 180°-184° avec 19 observations.

Des stries présentant une orientation généralement OSO-ENE (247° - 067°) ont été également retrouvées près du lac à la Truite (figure 2.11). Des orientations semblables, à tendance E-O et postérieures au dernier écoulement glaciaire principal, ont d'ailleurs été mesurées dans quelques régions adjacentes, notamment par Logan (1859) et Flint (1951) sur le Mont-Tremblant et par Lamothe (1977) dans la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite.



Figure 2.11 À l'ouest du lac à la Truite, un train de brouture NNO-SSE (344° - 164°) est recoupé par des stries OSO-ENE (247° - 067°) (arrêt 153, appendice A).

2.3.4 Chronologie relative

Il est possible d'établir une chronologie relative pour ces trois mouvements grâce à trois sites présentant différentes orientations de stries, de sillons ou de trains de broutures. Un site près des rapides de la rivière Matawin montre un mouvement N-S (stries 002° - 182°) recoupant un mouvement NNO-SSE (sillons 350° - 170°) (arrêt 150, appendice A). À environ un kilomètre vers l'ouest, des stries N-S (005° - 185°) recoupent des sillons NNO-SSE (346° - 166°) (arrêt 151, appendice A). Au lac à la Truite, un train de brouture NNO-SSE (344° - 164°) est recoupé par les stries OSO-ENE (247° - 067°) (arrêt 153, appendice A). Des stries possédant plusieurs orientations et s'entrecroisant sur un même affleurement rocheux peuvent avoir été formées lors d'une même phase d'englaciation (Flint, 1971).

Nous croyons que le mouvement NNO-SSE constitue le mouvement glaciaire principal lié à la phase glaciaire principale (mouvement 1 pléniglaciaire, figure 2.10). On le retrouve à la fois sur les microformes, les mésoformes et les macroformes d'érosion. Par l'analyse des caractéristiques morphologiques des fractures de broutage et des trains de brouture, on peut définir le sens de cet écoulement glaciaire : il se serait effectuée vers le SSE. Puisque la fracture d'une brouture peut être très large, la précision d'une mesure d'orientation effectuée sur ce type de micro-forme d'érosion est faible. Elles constituent toutefois un des indicateurs les plus fiables du sens de déplacement des glaces (Laverdière et Guimont, 1980). Il en est de même pour les roches moutonnées, dont la face d'arrachage fait face à l'aval glaciaire (Laverdière, Guimont et Dionne, 1985). Celles-ci indiquent une direction d'écoulement variant entre le SE et le SSE. Puisque la mise en place des stries glaciaires et des sillons est contemporaine avec celles des fractures de broutage, des trains de brouture et des roches moutonnées, nous pouvons affirmer que les glaces se sont écoulées vers le SSE. Cette direction principale d'écoulement correspond à celle retrouvées dans les régions de Mont-Tremblant (Laverdière et Courtemanche, 1965), de Saint-Jean-de-Matha-Sainte-Émélie-de-l'Énergie (Pagé, 1977), de Saint-Faustin-Saint-Jovite (Lamothe, 1977), de Saint-Joseph-de-Mékinac-Saint-Roch-de-Mékinac (Gagnon et Morelli, 1986), du lac Kempt (Veillette, 2004) et de Mont-Laurier (Caron, 2007). Le mouvement N-S, postérieur au mouvement glaciaire principal, serait lié à la déglaciation (mouvement 2 tardiglaciaire).

L'écoulement OSO-ENE est quant à lui postérieur aux mouvements NNO-SSE et N-S (mouvement 3 tardiglaciaire, figure 2.10). Ce mouvement est possiblement lié à un évènement local, dû à l'influence de la topographie du secteur sur des glaces probablement de moins en moins épaisses.

CHAPITRE III

LITHOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

3.1 Le till

3.1.1 Stratigraphie, puissance et distribution

Le till constitue l'unité stratigraphique (1a, 1b) la plus répandue sur le territoire étudié (75,6% de la superficie totale du territoire ayant fait l'objet d'une cartographie des dépôts de surface, appendice B). Il repose en discordance sur le socle rocheux (figure 3.1) et forme une couverture discontinue. Dans la majorité des sites visités, une épaisseur de 1 à 2 mètres a été observée. La couverture de till diminue généralement sur les flancs et les sommets des collines. Sur les sommets, l'épaisseur de cette unité varie entre 10 et 50 cm. De façon générale, le till est plus épais dans les vallées. Une épaisseur maximale de 10 mètres a ainsi été observée en coupe à l'intérieur d'un drumlin situé à environ 6 km au NE de Saint-Michel-des-Saints, sur la route qui relie ce village à Saint-Ignace-du-lac (arrêt 81, appendice A).

3.1.2 Formes

Le till du secteur à l'étude constitue principalement un placage sans forme topographique particulière. Localement, la nappe de till est fuselée. Il est possible d'observer deux types de formes fuselées : les drumlins et les traînées morainiques derrière abris (*crag-and-tail*) (figure 3.2). Les formes fuselées constituées de till sont plutôt rares : sept traînées morainiques derrière abris et un drumlin ont été observés. En effet, la plupart des formes fuselées de la région à l'étude sont des drumlins rocheux. Un seul drumlin identifié par photo-interprétation est constitué de till. Le drumlin est d'orientation NNO-SSE. Il fait 10 mètres de hauteur et 176 mètres sur sa largeur. La photo-interprétation, ainsi que le modèle d'élévation numérique nous ont permis d'estimer sa longueur à environ 500

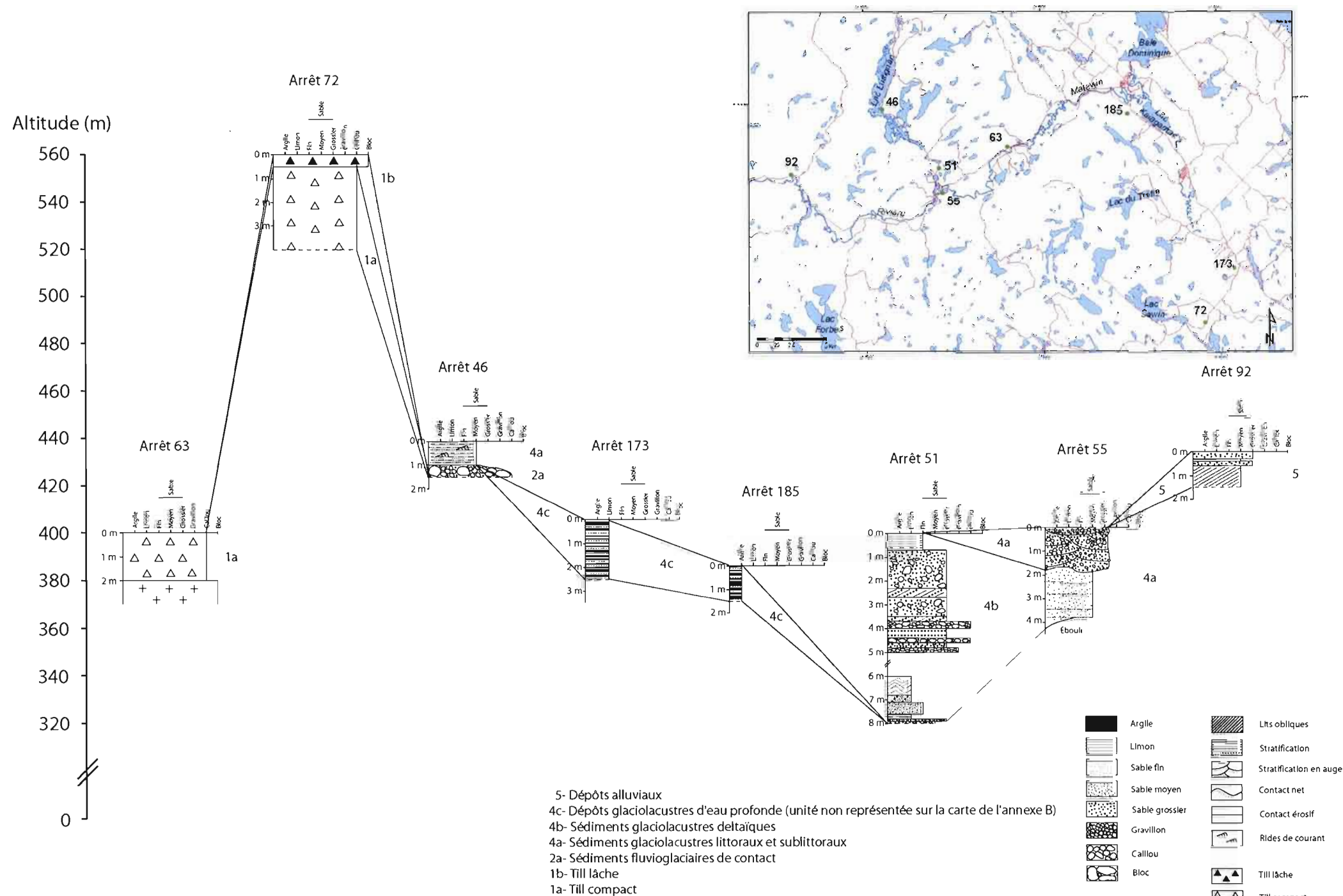


Figure 3.1 Les unités lithostratigraphiques de la région de Saint-Michel-des-Saints.

mètres. Son rapport largeur sur longueur est donc de 0,35. Ce ratio classe ce drumlin dans la catégorie «ovoïde» sur l'échelle de 0 à 1 de Muller (1974). Le long de la route qui mène à Saint-Ignace-du-Lac à partir de Saint-Michel-des-Saints, une coupe dans ce drumlin laisse voir 10 mètres d'un till extrêmement compact à matrice fine et à galets non-jointifs (figure 3.3). Nous décrirons les caractéristiques sédimentologiques des tills de la région plus loin dans ce chapitre. Le socle rocheux n'a pas été observé dans ce drumlin.



Figure 3.3 Till de fond compact et à galets non jointifs à l'intérieur d'un drumlin (arrêt 81, annexe A).

La présence d'un drumlin isolé est plutôt rare dans le paysage glaciaire. En effet, les drumlins se présentent le plus souvent en groupe. Sa présence dénote des circonstances particulières lors de la glaciation. Selon Menzies (2004, p.284), « a complex relationship must exist between basal glaciodynamics, subglacial sediment rheology, and hydraulics for any particular area of ice bed ».

Les traînées morainiques derrière abris sont toutes situées dans l'ouest de la région d'étude, mis à part une traînée située dans la baie Dominique du Réservoir Taureau (figure 3.2). Celle-ci forme d'ailleurs une île. Les traînées morainiques sont localisées dans les dépressions, là où l'épaisseur du till est suffisamment importante pour permettre leur formation. Leur orientation varie entre N-S et NNO-SSE, tout comme l'orientation des micro-formes d'érosion (voir figure 2.10 du chapitre II). Les traînées morainiques derrière abris nous permettent de compléter le portrait de l'écoulement glaciaire dans la région de Saint-Michel-des-Saints, puisque le secteur ouest est pratiquement exempt de marques d'érosion. Selon Flint (1971), les formes profilées, telles les traînées morainiques derrière abris, sont de meilleurs indicateurs de l'orientation générale de l'écoulement glaciaire que les stries, puisque celles-ci sont moins influencées par la topographie locale. De plus, contrairement à ces dernières, elles permettent de définir le sens de l'écoulement. Il est donc possible d'affirmer que la partie ouest présente un mouvement glaciaire variant entre le S et le SSE, tout comme du côté est, où les mouvements glaciaires mesurés à partir des stries, sillons et broutures varient entre le SSE et le SSO. En ce qui concerne les mouvements en direction du SSO, on ne doit pas négliger le fait que la topographie locale pourrait avoir influencé l'écoulement glaciaire lors du tardiglaciaire, soit au moment où la glace devenait moins épaisse.

3.1.3 Caractéristiques sédimentologiques

L'appendice C présente les paramètres granulométriques des tills de la région de Saint-Michel-des-Saint, calculés à partir des courbes granulométriques de la matrice présentées aux figures 3.4 et 3.5 selon les paramètres statistiques de Folk et Ward (1957) et Folk (1966).

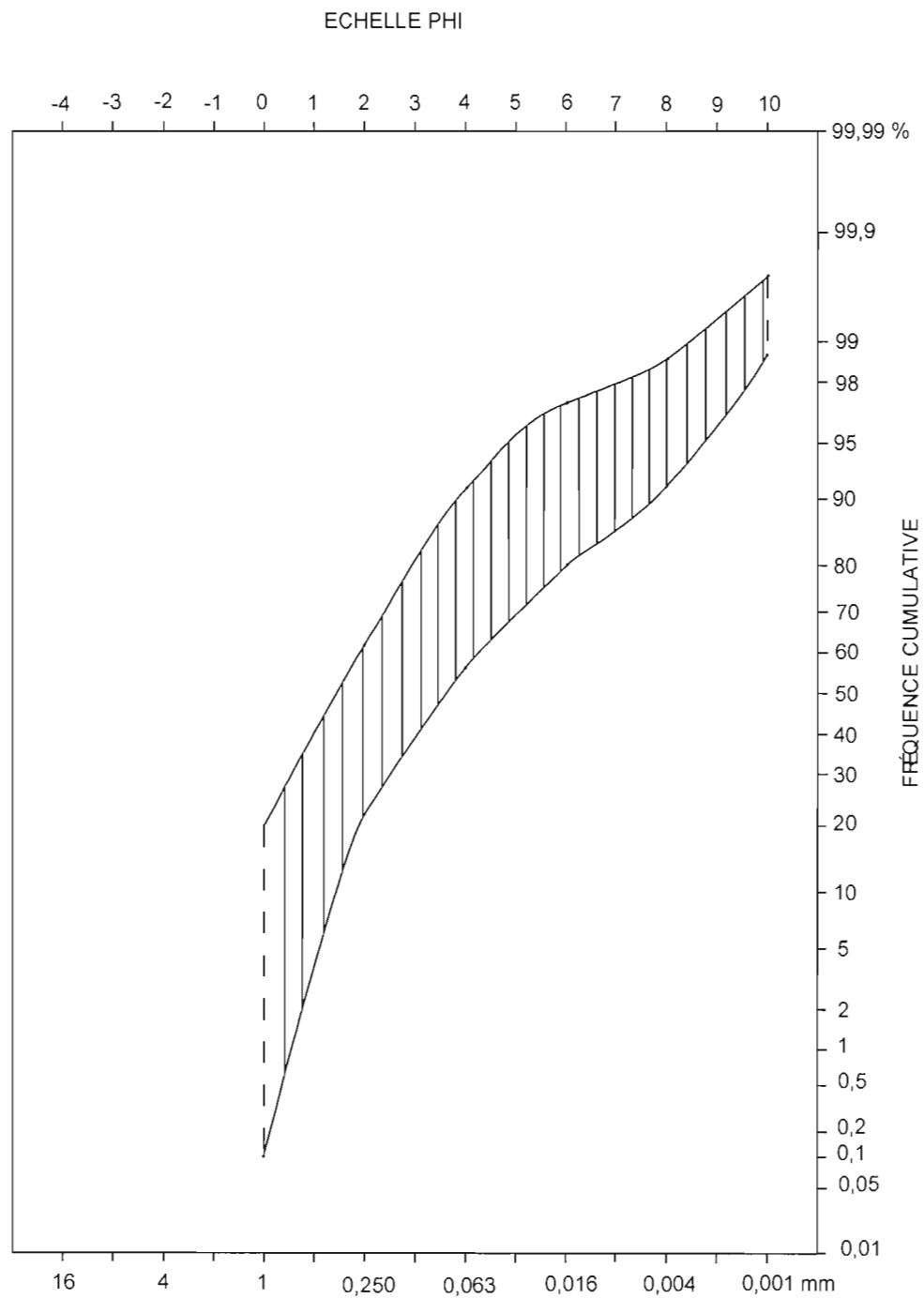


Figure 3.4 Distribution granulométrique de la matrice des tills de fond à l'intérieur d'une courbe enveloppe

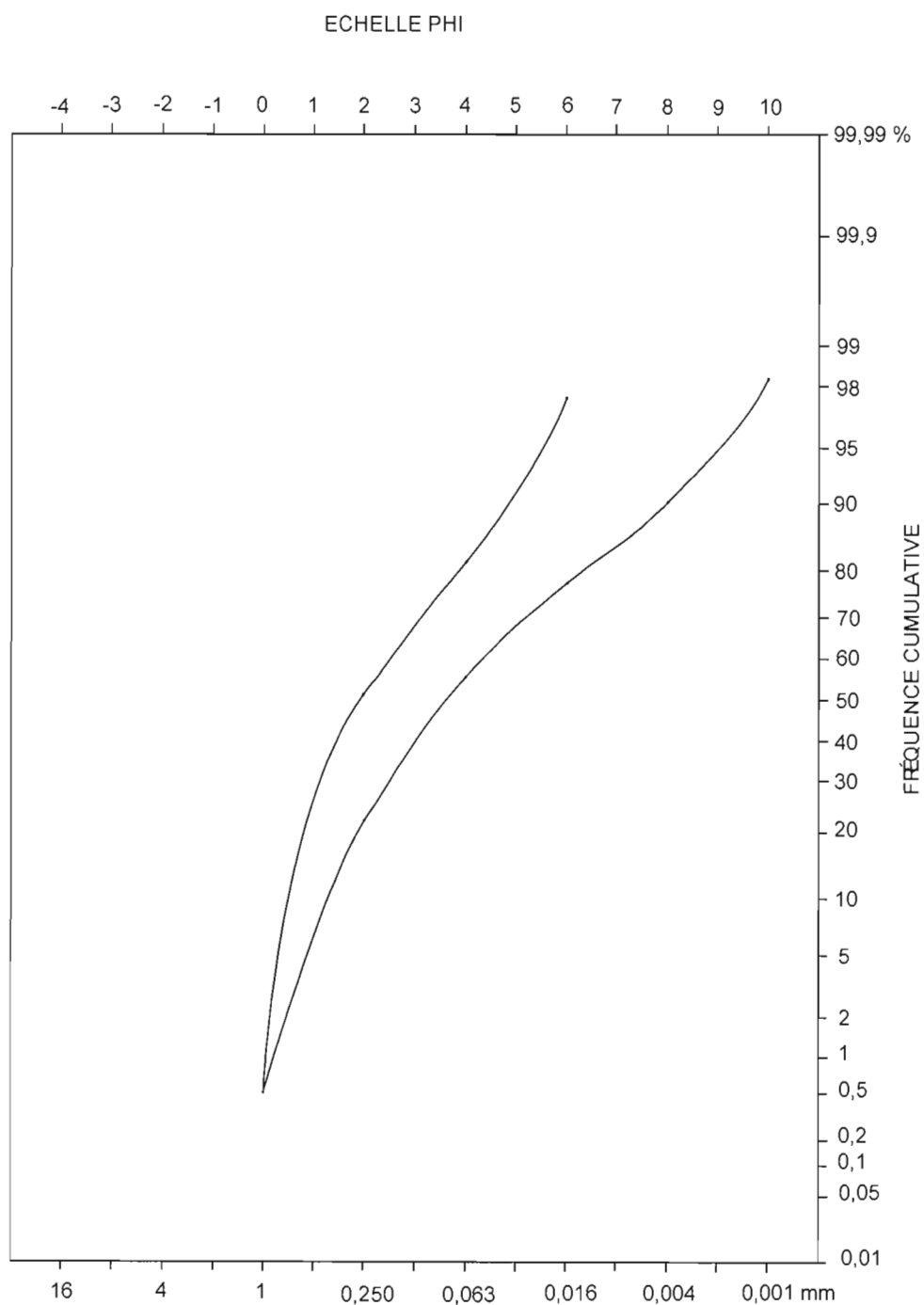


Figure 3.5 Courbes de fréquence cumulée de la matrice des tills d'ablation.
Les deux échantillons proviennent des arrêts 63 et 88 (appendice A).

Pris dans leur ensemble, la valeur moyenne de la médiane des tills (till de fond et till d'ablation) est de 0,194 mm. Sur l'échelle de Wentworth (1922), cette valeur correspond à la valeur limite entre les sables moyens et les sables fins. La moyenne graphique de 0,289 mm dénote une tendance plus grossière vers les sables moyens. Le coefficient d'angulosité moyen de 0,990 indique une répartition mésokurtique pour l'ensemble des tills. La valeur moyenne du coefficient de classement est de 2,05 ce qui fait référence à un matériel très pauvrement classé. Finalement, la valeur moyenne du coefficient d'asymétrie est de 0,18, la distribution granulométrique des tills est donc déviée vers les éléments fins (*fine skewed*).

Le till de la région de Saint-Michel-des-Saints est divisé en deux faciès : le till de fond et le till d'ablation. On les différencie selon leur texture et leur structure.

3.1.3.1 Le till de fond

Mis en place à la base d'un glacier actif, le till de fond de la région de Saint-Michel-des-Saints se compose d'une matrice plus fine résultant d'un intense broyage, et d'éléments plus grossiers dont les grands axes s'orientent parfois parallèlement à la direction de l'écoulement glaciaire. Selon Dreimanis (1976) et Sugden et John (1976), le till de fond est un dépôt extrêmement compact, peu trié, sans stratification et qui présente parfois une fissilité résultant du phénomène d'accrétion à la base du glacier.

Dans la région à l'étude, le till de fond est visible en de nombreux endroits sur les flancs de collines et à l'intérieur des formes fuselées. Il couvre 23,3 % de la superficie totale du secteur visé par la cartographie des dépôts de surface (appendice B). Sa matrice est composée de 3,5% d'argile, de 25,9% de silts et de 70,6% de sable (figure 3.6 et appendice C). Il s'agit donc d'un till sableux possédant un très faible contenu en particules fines, ce qui est typique des tills du Bouclier canadien (Scott, 1976). Selon Dreimanis (1976), la fissilité s'observe habituellement à l'intérieur des tills contenant une grande proportion de silt et d'argile. Bien que le till de la région d'étude montre une faible concentration d'argile, il est très compact et présente une structure fissile. En profondeur (plus de 1,5 m), le till est gris à gris olivâtre et est faiblement oxydé. Les éléments plus grossiers (galets, blocs) sont anguleux à sub-anguleux et se présentent très rarement sous forme de *flat iron* en raison de la nature résistante du substrat rocheux.

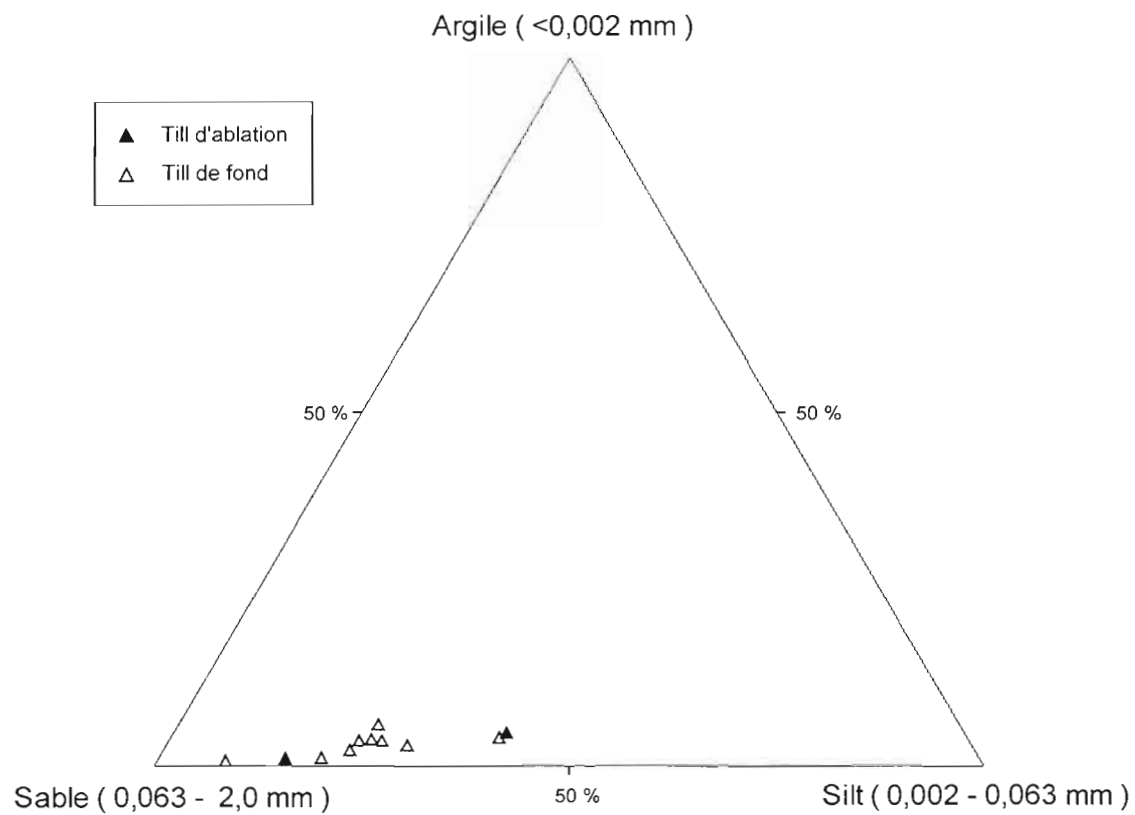


Figure 3.6 Répartition granulométrique de la matrice des tills de fond et des tills d'ablation dans un diagramme triangulaire.

Le till de fond repose directement sur le substratum rocheux (figure 3.1). Toutefois, à un endroit, un diamicton très compact semblable à un till de fond a été observé sur des sédiments deltaïques (figure 3.7) et pourrait témoigner d'une réavancée glaciaire potentielle. Nous y reviendrons plus tard.

Une courbe enveloppe de fréquence cumulée des tills de fond est présentée à la figure 3.4. La médiane de l'ensemble des till de fond est de 0,199 mm, ce qui, sur l'échelle de Wentworth (1922), correspond à la limite entre les sables moyens et les sables fins. La moyenne graphique varie entre 0,209 mm (limite entre les sables moyens et les sables fins) et 0,543 (sables grossiers), pour une moyenne de 0,301 mm (sables moyens). Le coefficient d'angulosité moyen de 1,011 traduit une répartition mésokurtique pour l'ensemble des tills de fond. Le coefficient de classement moyen est de 2,035. Il confirme que les tills de fond sont très pauvrement classés. Finalement, le coefficient d'asymétrie moyen de 0.163 indique une répartition granulométrique déviée vers les éléments fins (*fine skewed*).

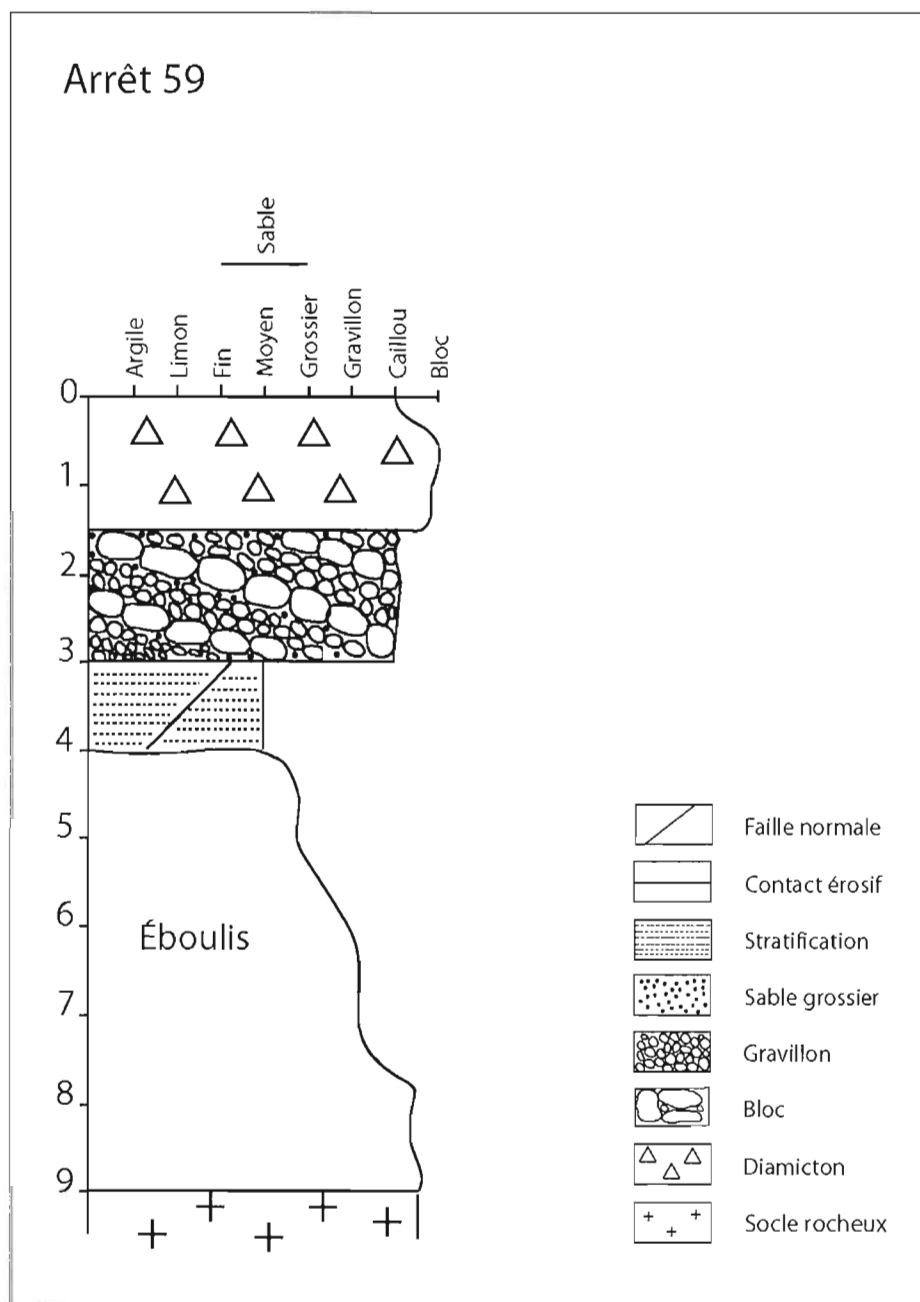


Figure 3.7 Diamicton compact surmontant un dépôt deltaïque à l'intérieur d'une coupe située à 4 km à l'ouest de Saint-Michel-des-Saints, sur la rive nord de la rivière Matawin (arrêt 59, appendice A).

3.1.3.2 Le till d'ablation

Le till d'ablation se distingue habituellement par sa texture plus grossière et par son contenu en blocs. Il a été mis en place lors de la récession de l'Inlandsis laurentidien. Il en résulte donc un till non compact et sans fissilité (Flint, 1971). Les éléments grossiers sont beaucoup plus anguleux que dans le till de fond puisqu'ils n'ont pas subi le processus de broyage sous-glaciaire; elles sont toutefois plus nombreuses et de plus grande taille. Stratigraphiquement, on retrouve le till d'ablation reposant sur le substratum rocheux ou le till de fond (figure 3.1). Il couvre une superficie totale de 52,3% du secteur visé par la cartographie des dépôts de surface, ce qui en fait l'unité lithostratigraphique la plus étendue de la région.

La matrice du till d'ablation est composée en moyenne de 3,0% d'argile, 27,7% de silts et 69,4% de sable (figure 3.6 et appendice C). Selon ces pourcentages, le till d'ablation de la région de Saint-Michel-des-Saints est un faciès contenant plus de particules fines que le till de fond. Selon Dreimanis (1976), le till d'ablation est constitué de matériaux plus grossiers, les particules fines ayant été lessivées lors de la mise en place du faciès. Ces résultats sont donc peu conventionnels, toutefois le pourcentage moyen a été calculé à partir de seulement deux échantillons. La matrice, est la plupart du temps fortement oxydée, et est donc de couleur brune. Il est fréquent d'observer une forte concentration de blocs en surface (figure 3.8 et 3.9); certains peuvent atteindre jusqu'à 8 mètres de diamètre.

Les courbes de fréquence cumulée de deux tills d'ablation sont présentées à la figure 3.5. La médiane moyenne de ces tills d'ablation est de 0,171 mm, ce qui est inférieur à la médiane moyenne générale des tills, et correspond aux sables fins (Wentworth, 1922). La moyenne graphique des deux tills est de 0,236 mm et correspond à la limite entre les sables moyens et les sables fins. Le coefficient d'angulosité moyen de 0,903 traduit une répartition platykurtique et qui, selon le coefficient d'asymétrie ($Sk : 0,271$), est déviée vers les éléments fins (*fine skewed*). Le coefficient de classement moyen est de 2,134, ce qui confirme que ces deux tills d'ablation sont des matériaux très pauvrement classés.



Figure 3.8 Till d'ablation et blocs en surface à l'est du lac Anicet, au sud du lac Saint-Elphège (arrêt 54, appendice A).



Figure 3.9 Till d'ablation au nord de la rivière Matawin, à 3,5 km à l'ouest de Saint-Michel-des-Saints (arrêt 136, appendice A).

3.2 Les sédiments fluvioglaciaires

3.2.1 Stratigraphie, puissance et distribution

Les sédiments fluvioglaciaires (2a, 2b, 3) reposent sur le till ou, si celui-ci est absent, sur le roc (figure 3.1 et appendice B). Le contact entre le till et les sédiments fluvioglaciaires n'a pas été observé sauf au site 59 (appendice A), où un diamicton compact semblable à un till repose sur des sédiments deltaïques (figure 3.7). Toutefois, entre le lac Anicet et le lac Lusignan, il est possible d'observer une séquence fluvioglaciaire de contact qui se drape sur un till à une altitude de 450 mètres.

L'épaisseur des sédiments fluvioglaciaires varie généralement entre 1 et 25 mètres pour les faciès de contact glaciaire (figure 3.10). On retrouve principalement les sédiments fluvioglaciaires sous forme d'esker, dans les fonds de vallées et parfois sur les flancs de collines. Ils se concentrent majoritairement dans le secteur ouest de la région à l'étude. Le secteur est ne compte que quelques eskers très courts et isolés à l'est du lac Canot d'Écorce (figures 3.11). Dans le secteur visé par la cartographie des dépôts de surface, les sédiments fluvioglaciaires couvrent une superficie totale de 3,1%.



Figure 3.10 Coupe de 25 mètres à l'intérieur d'un esker situé à l'ouest du lac à Dubeau (arrêt 5, appendice A).

3.2.2 Formes

Les sédiments fluvioglaciaires se distinguent en deux faciès : de contact glaciaire et proglaciaire. Le faciès de contact glaciaire comprend les eskers, les moraines, ainsi que les complexes fluvioglaciaires reliés à la décrépitude de la glace. Les sédiments proglaciaires sont constitués des dépôts qui se sont accumulés en plaines d'épandage.

3.2.2.1 Les eskers

Les eskers se présentent sous la forme de crêtes sinueuses constituées de sédiments stratifiés, soient des sables, des graviers et des blocs. Leur orientation est généralement parallèle à l'écoulement glaciaire. Cependant, parfois, la localisation de certains eskers à l'intérieur des vallées démontre l'influence de la topographie sur leur lieu de mise en place (figure 3.11). Par exemple, dans la vallée du lac Lusignan on observe un complexe d'esker qui s'étend sur près de 30 km. Sa partie amont débute près de la rivière du Milieu et sa partie aval se termine dans la vallée du ruisseau Anodin (figure 3.11). Son parcours suit parfaitement le fond des vallées : de la rivière du Milieu au lac Descôteaux, il suit une trajectoire nord-sud; sa route bifurque ensuite vers l'est à partir du lac Descôteaux jusqu'au lac Thomelin; à partir du lac Thomelin, sa trajectoire suit une orientation NNE-SSO puis NNO-SSE, pour finalement revenir N-S à partir du ruisseau Lusignan jusqu'au ruisseau Anodin. Ainsi l'eau de fonte aurait été canalisée dans les tunnels infraglaciers qui suivaient les points topographiques les plus bas. Dans la région étudiée, nous n'avons pas observé d'évidence de tunnels qui auraient permis aux eaux de fonte de graver les flancs de vallées (Hooke, 1998) et surmonter les collines (Shreve, 1972).

Les eskers mis en place par l'Inlandsis laurentidien ont généralement moins de 150 mètres de largeur et peuvent atteindre jusqu'à 50 mètres en hauteur (Banerjee et McDonald, 1975). Dans la région de Saint-Michel-des-Saints, ces dimensions ne sont pas rares; on a observé un esker faisant une centaine de mètres de largeur et au minimum 25 mètres de hauteur (arrêt 5, appendice A). Les eskers du secteur se présentent sous la forme d'eskers longs et isolés, avec quelques raccordements ponctuels. Cette description correspond à celles de Shilts *et al.* (1987) et Brennand (2000) concernant les eskers du Bouclier canadien.

Généralement, les eskers observés mesurent entre trois et trente km de longueur. Ils sont le plus souvent discontinus : les segments d'eskers ont au maximum 2,7 km de longueur. La discontinuité de certains eskers du secteur forme ce que l'on appelle des eskers perlés (beaded esker, Sugden et John, 1976). Chaque segment d'esker peut avoir été mis en place de façon saisonnière ou annuelle, selon la quantité d'eau de fonte générée par la glace. L'eau de fonte est disponible toute l'année, mais augmente considérablement pendant l'été (Willis *et al.*, 1990). Les îles du lac Lusignan forment les segments d'un esker perlé qui pourrait avoir été mis en place durant des étés successifs.

À l'intérieur du Bouclier canadien, la densité d'eskers est très élevée; on retrouve en moyenne des eskers à chaque 10 kilomètres d'intervalle, à l'exception des zones dépourvues de dépôts de surface (Brennand, 2000). Dans le secteur ouest de la région à l'étude, on retrouve en moyenne des eskers à chaque 6 kilomètres, tandis qu'il n'y a en pratiquement aucun dans le secteur est. Selon certains auteurs (Clark et Walder, 1994; Walder et Fowler, 1994), cette forte densité d'esker à l'intérieur du Bouclier canadien serait liée à la nature du substrat rocheux. En effet, on ne retrouve que très peu d'eskers dans les régions à substrats moins résistants (roches sédimentaires) comme dans les Basses-Terres du Saint-Laurent par exemple. D'autres auteurs (Shilts *et al.*, 1987; Menzies et Shilts, 1996) expliquent cette différence de densité entre les zones recouvertes par l'Inlandsis laurentidien, par la quantité de sédiments disponibles et les changements dans la dynamique glaciaire. Ainsi les eskers des Basses-Terres du Saint-Laurent se seraient formés sous une glace active en retrait, alors que les eskers du Bouclier canadien se seraient formés sous une glace stagnante héritée du réchauffement climatique qui aurait suivi la période de refroidissement du Dryas récent.

Selon Banerjee et McDonald (1975), chaque type d'esker peut se terminer à l'aval en milieu subaérien ou subaquatique. Les eskers peuvent donc se mettre en place en association avec des formes telles que des épandages subaériens ou subaquatiques, des deltas, des moraines terminales, des sédiments glaciomarins ou glaciolacustres (Shilts *et al.*, 1987). En raison de la présence de différents lacs d'obturation glaciaire dans la région (se référer au chapitre IV), la plupart des eaux de fonte canalisées dans les tunnels sous-glaciaires débouchaient en milieu aquatique. Ainsi, deux importants deltas se sont mis en place en association avec des complexes d'esker à l'aval des ruisseaux Lusignan et Collin (figure 3.11). Dans ces deux cas, les eskers ont fourni les matériaux nécessaires à la

construction de ces deltas. Par la suite, les eskers qui se sont retrouvés sous le niveau maximal des eaux glaciolacustres ont été remaniés : ils présentent donc une crête moins bien définie, une forme plus évasée et ils sont parfois recouverts par plusieurs mètres de sables littoraux. Les segments d'eskers qui forment les îles du lac Lusignan en sont un très bel exemple. Cette description correspond à celle fournie par Veillette (1996) concernant les eskers submergés par les eaux du lac glaciaire Barlow-Ojibway.

Dans l'est de la région étudiée, on note l'absence d'eskers, à l'exception de deux courts tronçons situés à l'est du lac Canot d'Écorce. Cette absence pourrait s'expliquer par la présence d'un lac proglaciaire plus profond. En effet, la superficie occupée par ce lac, ainsi que sa profondeur étaient plus importantes dans la partie est du territoire que dans la partie ouest. Ainsi, le contact de l'eau avec la glace aurait favorisé localement le vêlage et par conséquent, l'accélération du retrait de l'Inlandsis laurentidien vers le nord. Selon Brennand (2000), un retrait trop rapide favorise peu la construction d'eskers. D'un autre point de vu, il est possible que la présence du plan d'eau ait contribué au remaniement des eskers ou à leur enfouissement sous d'épaisses couches de sédiments glaciolacustres.

3.2.2.2 Les moraines

Les moraines de la région de Saint-Michel-des-Saints forment des accumulations constituées de matériaux fluvioglaciaires disposés perpendiculairement au sens de l'écoulement glaciaire. Elles se présentent sous deux formes : les moraines mineures (moraines de dimensions métriques) et les moraines majeures.

Les moraines mineures sont présentes le long des rives du lac Lusignan et du lac Thomelin notamment (appendice B). Il s'agit de petites crêtes au sommet aplani qui marquent le retrait du glacier à l'intérieur d'un plan d'eau glaciolacustre. Les moraines mises en place dans ces conditions sont appelées *flat topped moraines* (Sugden et John, 1976). Elles se disposent selon une orientation variant entre le NE-SO et NO-SE et présentent souvent une allure concave vers le nord. Cette configuration pourrait suggérer la présence de réentrants dans la marge glaciaire formés par le vêlage accéléré de la glace au contact des eaux glaciolacustres. Chaque tronçon morainique mesure entre 100 et 400 mètres de longueur et environ cinq mètres de hauteur. L'espacement entre les crêtes morainiques diffère d'un endroit à l'autre : à l'intérieur du lac Thomelin, l'espacement est

plus régulier; il varie entre 250 et 300 mètres, tandis que dans le lac Lusignan, l'espacement varie entre 230 et 300 mètres. La plupart des ces segments morainiques sont recouverts par une couche de sables littoraux qui peut atteindre 2 mètres. Une coupe à l'intérieur de ces moraines mineures nous a permis de constater que celles-ci sont composées de sables grossiers, de graviers, de cailloux et d'une grande quantité de blocs subarrondis à arrondis.

Deux moraines majeures ont été inventoriées dans la région étudiée : dans le secteur est à l'intérieur de la vallée du ruisseau à l'Eau Morte et près du lac Racette (appendice B).

La moraine majeure de la vallée du ruisseau à l'Eau Morte est directement adossée à la paroi sud de la vallée et est orientée ENE-OSO. Elle montre une crête qui mesure près de 1500 mètres de longueur et 400 mètres de largeur. Sa face nord possède une pente abrupte caractéristique des formes mises en place au contact d'un front glaciaire. La deuxième moraine près du lac Racette, quoiqu'un peu plus au sud de la première, est orientée dans le même axe. Elle mesure 500 mètres sur sa longueur et 200 mètres sur sa largeur. Aucun accès ne nous a permis d'observer en coupe la composition et la structure interne de ces moraines.

3.2.2.3 Les complexes fluvioglaciaires

Quelques complexes fluvioglaciaires ont également été identifiés dans la région d'étude. Ces complexes se présentent sous la forme d'un assemblage de buttes et de crêtes indifférenciées constituées de matériaux fluvioglaciaires de contact, parfois parsemé de kettles. On retrouve ces complexes fluvioglaciaires sur les rives des lacs Racette et Lusignan, le long du ruisseau Lusignan et au sud du lac Ramdeur. Ceux-ci sont localisés à l'intérieur des vallées et ne présentent pas d'orientation définie pouvant nous renseigner sur les positions du front glaciaire. Les complexes fluvioglaciaires situés près du ruisseau Lusignan et du lac Lusignan sont constitués majoritairement de segments d'eskers et ont donc été cartographiés sous l'unité 2a (appendice B). Les complexes fluvioglaciaires situés sur les rives du lac Racette et au sud du lac Ramdeur sont plutôt constitués d'un assemblage de moraines de décrépitude et ont été cartographiés sous l'unité 2b (appendice B). L'importante superficie de ces accumulations nous permet de croire à un ralentissement marqué du taux de recul de la marge glaciaire, lors de leur mise en place.

3.2.2.4 Les plaines d'épandage

Le terme « sédiment proglaciaire » est employé pour décrire les sédiments stratifiés mis en place par les chenaux d'eau de fonte glaciaire à l'intérieur d'une plaine d'épandage (Flint, 1971). Il s'agit d'un mode de mise en place subaérien. La plaine d'épandage est caractérisée par la présence d'un système complexe de chenaux d'eau de fonte glaciaires et ce, particulièrement dans la zone dite « distale » de la plaine. La zone « proximale », c'est-à-dire la zone la plus près de la marge glaciaire, est une zone où les chenaux d'eau de fonte ont une grande capacité de transport; les sédiments transportés et déposés dans cette zone sont donc plus grossiers. En zone distale, les chenaux d'eau de fonte en perte d'énergie, provoquée par le recul de la marge glaciaire, laissent en place des sédiments beaucoup plus fins (Maizels, 2002).

Une plaine d'épandage proglaciaire a été identifiée au nord du lac Lusignan (appendice B). Ce sandur est localisé à l'intérieur de trois vallées qui se rejoignent pour n'en former qu'une. Celui-ci illustre bien le parcours des eaux de fonte glaciaires confinées à l'intérieur des vallées. Au nord, cette plaine se poursuit au-delà de la région cartographiée (31J/16), à l'intérieur de toutes les vallées qui n'ont pas été inondées par les eaux glaciolacustres. La limite sud de cette plaine d'épandage se situe à la limite de l'extension maximale du paléolac Lusignan. À l'intérieur du feuillet ciblé par la cartographie des dépôts de surface, le sandur atteint environ 6 km de longueur. Aucune coupe ne nous a permis d'estimer la puissance des sédiments proglaciaires, puisque la zone du territoire recouverte par ces dépôts n'est pas accessible. Les fonds de vallées recouverts par cette unité sont plats et on y retrouve quelques kettles, ainsi que deux chenaux d'eau de fonte. Quelques segments morainiques et d'eskers précédemment décrits se situent à l'intérieur de cette zone de dépôts proglaciaires. Ces segments morainiques ont été construits lors de périodes de stagnation du front glaciaire alors que les eaux de fonte mettaient en place la plaine d'épandage. Les dépôts fluvioglaciaires de contact sont donc contemporains des sédiments proglaciaires. Dans les parties ouest des feuillets 31J/09 et 31J/16, la plupart des vallées ont été comblées de matériaux fluvioglaciaires et forment de vastes plaines d'épandage (vallée du ruisseau de l'Algonquin, du ruisseau Escalier, du ruisseau Bess, de la partie amont de la rivière Matawin au sud du lac du Petit Chaland et de la partie amont de la rivière du Milieu).

3.2.3 Caractéristiques sédimentologiques

Les dépôts fluvioglaciaires de contact sont constitués de sable, de graviers et de blocs stratifiés. Des changements abrupts dans la taille des particules et des déformations ont été notés. Dans la région étudiée, il est fréquent d'observer, à l'intérieur d'une même coupe dans les sédiments fluvioglaciaires de contact, des stratifications successives de sédiments bien triés de sable, de gravier, de cailloux ou de blocs. Certains eskers observés contiennent des blocs dont le diamètre atteint 70 cm. Généralement, les cailloux et blocs ont une forme subarrondies à arrondies. Localement, des failles normales ont été observées à l'intérieur des stratifications sableuses (figure 3.12).



Figure 3.12 Failles normales à l'intérieur d'un faciès de sédiments fluvioglaciaires de contact observées à l'arrêt 59, sur la rive nord de la rivière Matawin, 4 km à l'est de Saint-Michel-des-Saints (appendice A).

Selon Flint (1971), ces changements abrupts dans la taille des particules et la présence de déformations témoignent de la proximité de la glace.

La figure 3.13 illustre la courbe de fréquence cumulée de sédiments de contact glaciaire provenant de deux eskers. Selon ces données, la matrice des deux échantillons contient en moyenne 0,85% d'argile, 22,3% de silt et 76,85% de sable. Ces pourcentages sont illustrés à l'intérieur d'un diagramme triangulaire (figure 3.14 et appendice C). Les sédiments de contact glaciaire sont donc principalement sableux. Les paramètres granulométriques tirés de la courbe granulométrique sont présentés au tableau 3.2. La valeur moyenne de la médiane (0,081 mm) et de la moyenne graphique (0,111 mm) correspondent à la limite entre les sables très fins et les sables fins. Le coefficient d'angulosité de 1,106 indique une distribution granulométrique mésokurtique.

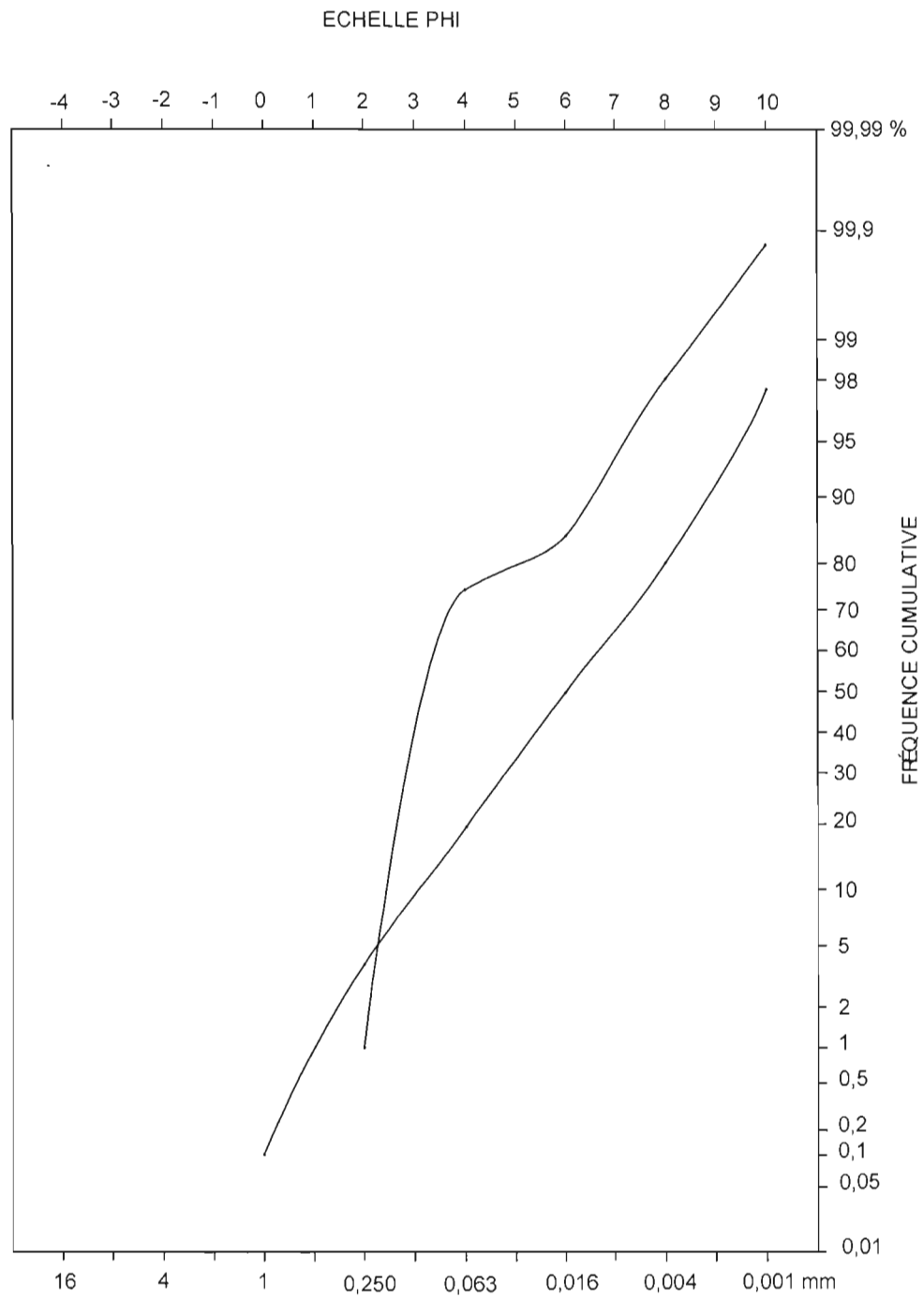


Figure 3.13 Courbe de fréquence cumulée de deux échantillons de sédiments fluvioglaciaires de contact provenant des arrêts 27 et 93, appendice A)

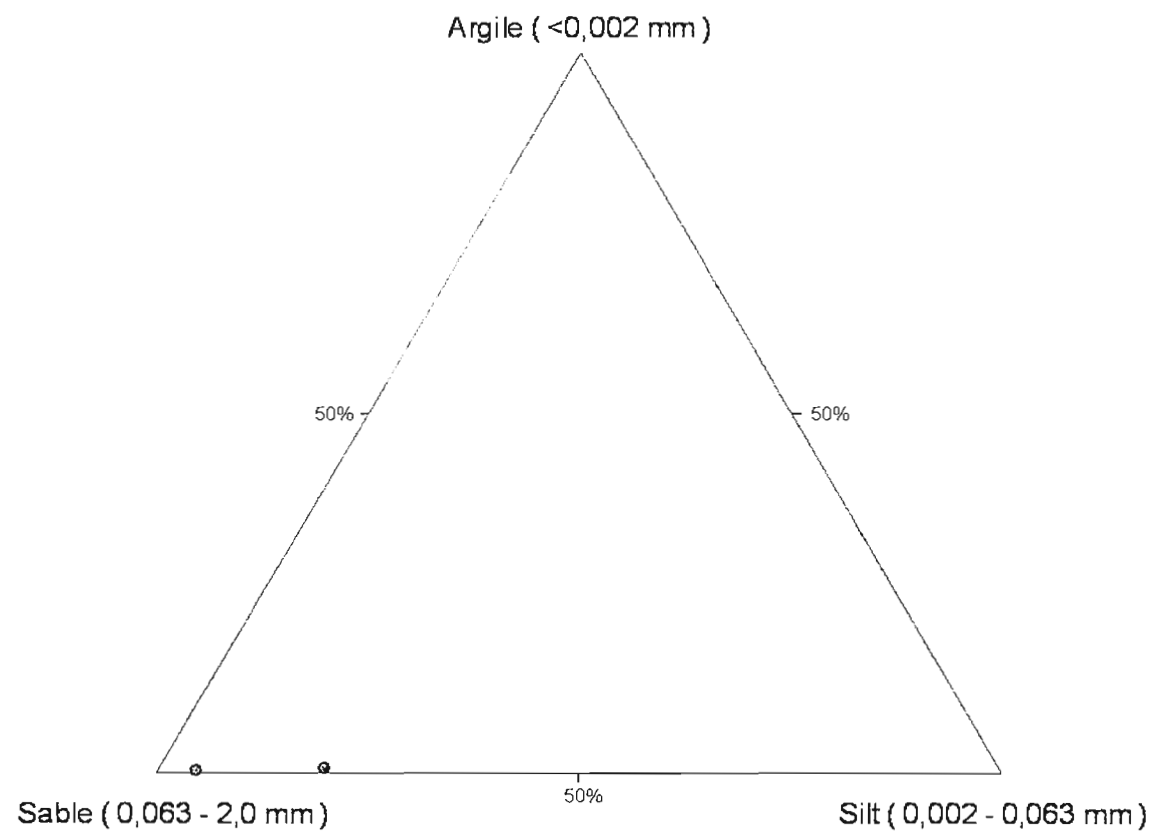


Figure 3.14 Répartition granulométrique de la matrice des sédiments fluvioglaciaires de contact dans un diagramme triangulaire.

Le coefficient de classement de 2,041 traduit un mauvais tri des sédiments fluvioglaciaires de contact, tandis que le coefficient d'asymétrie de 0,123 montre une répartition granulométrique déviée vers les éléments fins (*fine skewed*).

Comme mentionné précédemment, aucune coupe ne nous a permis d'observer la composition des sédiments proglaciaires. Il fut donc impossible d'effectuer des analyses sédimentologiques sur ce type de sédiment. Cependant, selon Flint (1971), les sédiments proglaciaires sont surtout constitués de sable et de gravier, la fraction fine en suspension dans les chenaux d'eau de fonte ayant été transportée à la limite ou à l'extérieur de la plaine. Il est donc possible d'observer une diminution de la taille des particules horizontalement, de l'amont vers l'aval de la plaine, mais aussi verticalement à l'intérieur du faciès. De plus, la forme des particules varie, passant d'une forme anguleuse ou subanguleuse à l'amont de la plaine, et subarrondis à arrondis vers l'aval.

3.3 Les sédiments glaciolacustres

3.3.1 Stratigraphie, puissance et distribution

La figure 3.1 illustre la position stratigraphique relative des sédiments glaciolacustres (4a; 4b; 4c). Ils succèdent stratigraphiquement aux dépôts fluvioglaciaires ou au till. Aucun sédiment glaciolacustre n'a été observé directement sur le roc.

Les sédiments glaciolacustres forment l'unité la plus épaisse dans la région de Saint-Michel-des-Saints. Sur le terrain, il est très fréquent d'observer des épaisseurs variant entre quinze et trente mètres. Les données de puisatiers fournies par le Système d'Information Hydrologique du Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs indiquent que certains faciès glaciolacustres pourraient même atteindre 47 mètres d'épaisseur sur la rive ouest de la baie Ignace, à Saint-Ignace-du-Lac.

Les sédiments glaciolacustres se trouvent exclusivement à l'intérieur des vallées. Ils couvrent une superficie de 14,4% du territoire cartographié. Les plus vastes accumulations se trouvent à l'intérieur de la vallée de la rivière Matawin, aux embouchures d'importants complexes fluvioglaciaires (appendice B). On retrouve également des étendues considérables de sédiments glaciolacustres dans les vallées des

ruisseaux du Pin Rouge, du Sauvage, sur les rives des lacs Lusignan, Forbes, Kaigamac et du réservoir Taureau.

3.3.2 Formes

Les sédiments glaciolacustres se distinguent selon leur environnement de mise en place: littoral-sublittoral (4a), deltaïque (4b) et d'eau profonde (4c, unité non cartographiée). Ces différentes unités ont été formées à l'intérieur de bassins lacustres temporaires dont un des rivages était constitué par la marge de l'inlandsis en retrait (*ice dam lakes* ou lac d'obturation glaciaire). Le faciès littoral comprend des formes telles que les plages, tandis que les sédiments sublittoraux forment un placage sur les flancs des anciens bassins glaciolacustres. Le faciès deltaïque comprend les deltas et les épandages sous-aquatiques. Le faciès d'eau profonde se présente sous la forme d'une couverture de rythmites de faible superficie. Les formes associées aux différents lacs proglaciaires ayant recouverts la région à l'étude sont présentées à l'appendice D à l'intérieur d'une carte thématique synthèse.

Les lacs qui sont en contact avec un glacier se distinguent des autres par les contrastes de températures entre les eaux de fonte qui sont à proximité du glacier et celles du lac, par les apports d'eau de fonte qui proviennent de tunnels glaciaires sous-aquatiques qui mettent en place de grandes quantités de sédiments à texture grossière, par la mise en place de ce que l'on appelle des «waterlaid till» à la marge glaciaire, par la présence d'icebergs provenant du glacier et qui délestent des cailloux, ainsi que par les fluctuations du niveau du plan d'eau (Banerjee et McDonald, 1975; Rust, 1977, dans Veillette, 1996). Trois types de courant sont responsables de la mise en place des sédiments glaciolacustres dans un lac : les courants *underflow*, *interflow* et *overflow*. Ceux-ci gouvernent l'apport et la distribution des sédiments dans les lacs glaciaires. Les trois types de courants sont différenciés sur la base de leur densité. Lorsqu'ils entrent en contact avec l'eau du lac, ils se déploient et leur vitesse est ralentie exponentiellement. Plus un courant est dense, plus il descendra vers le fond. Une eau de fonte très chargée en sédiments augmentera sa densité et ira vers le fond (Benn et Evans, 1998).

Les bassins glaciolacustres du secteur à l'étude étaient alimentés par l'eau de fonte du glacier, et occupaient les dépressions topographiques du territoire. Ils furent formés alors

que la marge glaciaire bloquait le drainage de plusieurs grandes vallées fluviales (Matawin, Sauvage) vers le nord. L'épaisseur considérable des dépôts glaciolacustres dans la région à l'étude nous indique que de très grandes quantités de matériaux ont été transportées et déposées à l'intérieur des bassins glaciolacustres

3.3.2.1 Les sédiments littoraux et sublittoraux

Les sédiments littoraux et sublittoraux sont constitués majoritairement de sable et de graviers. Ces sédiments couvrent de grandes étendues dans les fonds de vallées, ainsi que sur les rivages des lacs actuels, notamment ceux des lacs Anicet et Lusignan. Les sédiments littoraux ont été mis en place sous forme de plages principalement, à différentes altitudes le long des bassins glaciolacustres. Quelques-unes sont visibles près des lacs Lusignan (445 m), Forbes (440 m), Kaiagamac (410 m), des baies Ignace (410 m) et Dominique (415 m), ainsi que sur le côté nord de la vallée de la rivière Matawin (410 m) et sur le flanc ouest de la vallée du ruisseau Sauvage (500 m) (appendice D). Ces plages ont été identifiées par photo-interprétation et vérifiées sur le terrain. Elles ont été construites par l'action des eaux glaciolacustres et représentent des niveaux plus marqués des plans d'eau glaciolacustres.

3.3.2.2 Les sédiments deltaïques

Huit deltas ont été identifiés dans la zone d'étude (appendice D). Ils se présentent sous forme d'une surface tabulaire disséquée par l'érosion fluviale. Chacun de ces deltas a été construit au contact de la marge glaciaire, à différentes altitudes à l'intérieur de plans d'eau glaciolacustres.

Deux de ces deltas occupent presque entièrement la vallée de la rivière Matawin (annexe B). Ils se situent à l'aval d'importants complexes fluvioglaciaires. Des mesures de paléocourants prises sur le flanc ouest du delta le plus à l'ouest dans la vallée indiquent que l'eau s'écoulait en moyenne vers le SO, soit entre 160° à 270°. Les mesures prises dans les obliques des lits frontaux du delta le plus à l'est indiquent une direction de 150°, soit vers le sud-est. Nous croyons donc que les complexes fluvioglaciaires situés au nord de ces deltas fournissaient les matériaux nécessaires à leur construction. Ces deux deltas

constituent d'ailleurs des constructions sédimentaires majeures de la région avec une épaisseur de dépôts observée d'environ 20 mètres.

Des épandages sous-aquatiques (*subaqueous fans* ou *subaqueous outwash*) ont été observés dans les vallées des ruisseaux Sauvage et du Pin Rouge et couvrent une superficie de 16,5 km². Ils présentent une surface tabulaire extrêmement ravinée et sont situés à une altitude inférieure au niveau de base des eaux glaciolacustres déterminé par les deltas et les littoraux. Cette dernière indication nous confirme qu'il s'agit bien de dépôts mis en place dans un plan d'eau glaciolacustre. À la manière des deltas, les épandages sous-aquatiques sont formés par l'arrivée d'eau de fonte chargée de sédiments à l'intérieur d'un plan d'eau glaciolacustre. Les chenaux transportant les sédiments sont toutefois situés près ou à la base de la marge glaciaire, contrairement aux deltas qui sont formés par des chenaux localisés près ou à la surface de la marge glaciaire (Menzies, 2000). Selon Rust et Romanelli (1975), les épandages sous-aquatiques peuvent être considérés comme des formes de contact glaciaire. Ils sont constitués, dans la partie proximale, de sédiments grossiers et de blocs. Les structures de déformation y sont fréquentes. La partie distale est, quant à elle, constituée de sédiments fins et présente de nombreuses rides de courant et de laminations entrecroisées. Dans le cas de la présente étude, seul le faciès de la partie distale des épandages sous-aquatiques a été observé.

3.3.2.3 Les sédiments glaciolacustres d'eau profonde

Les sédiments glaciolacustres d'eau profonde sont les indices les plus sûrs d'une submersion lacustre (Veillette, 1996). Dans le secteur à l'étude, on les observe à très peu d'endroits. Ils ont été localisés ponctuellement dans la vallée du ruisseau Sauvage, à moins d'un kilomètre sur la rive ouest du lac Kaiagamac et sur la rive est du lac Forbes (appendice D). Les sédiments d'eau profonde forment de petites plaines et sont reconnaissables par la rythmicité sédimentaire qui les caractérise. La formation de ces sédiments, qu'on appelle rythmites, est contrôlée par un apport de sédiments marqué par des variations brusques au niveau temporel et volumétrique. Ce sont les saisons qui dictent ces changements. En effet, la chaleur du printemps et de l'été favorise la fonte. Pendant cette période plus active, le rythme de sédimentation peut être à l'échelle de la minute, d'une journée (pendant la période d'ensoleillement) ou selon les variations de températures. Pendant l'automne et l'hiver, la sédimentation est réduite puisque les eaux

de fonte sont moins abondantes et qu'un couvert de glace est souvent présent (Veillette, 1996). Étant donné la faible superficie de ce type de dépôts dans le secteur à l'étude, ils n'ont pas été cartographiés. On a toutefois pu distinguer deux types de sédiments glaciolacustres d'eau profonde: les rythmites silto-sableuses et les rythmites s'apparentant à des varves.

Les rythmites silto-sableuses ont été retrouvées dans la vallée du ruisseau Sauvage à une altitude de 405 mètres (arrêt 66 et 173, appendice A). Une épaisseur de 3,8 mètres y a été observée. Les rythmites s'apparentant à des varves ont été retrouvées près du lac Kaiagamac (arrêt 185, appendice A) et sur les rives du lac Forbes (arrêt 112, appendice A), à des altitudes respectives de 388 mètres et 425 mètres. On appelle « varves » les rythmites dont le cycle de sédimentation est annuel, peu importe son origine (De Geer, 1912). Une varve est composée de couplets qui peuvent être subdivisés en un lit d'été silteux épais de couleur claire et un lit d'hiver argileux mince de couleur foncée (Banerjee, 1973). Selon Banerjee (1973), lorsqu'une longue séquence présente une alternance régulière et répétée de lits de silt et de lits d'argile, on nomme chaque couplet de silt et d'argile, une varve. Dans le cas des rythmites observées dans la région d'étude, et contrairement à ce qui est décrit dans la littérature sur le sujet, le lit formé d'argile est le lit de couleur claire et celui formé de silt est le lit plus foncé.

Il est souvent assez difficile de distinguer les varves des rythmites ; toutefois, la répartition de différents types de pollens dans les couches d'hiver et d'été peut permettre de démontrer un cycle de sédimentation annuel (Terasmae, 1963).

3.3.3 Caractéristiques sédimentologiques

Les sédiments littoraux sont composés essentiellement de sable et graviers disposés en lits planaires. Ils contiennent en moyenne 1,28 % d'argile, 18,05% de silt et 80,65% de sable. Les sédiments sublittoraux forment un faciès à granulométrie plus fine puisqu'ils contiennent en moyenne 6,93% d'argile, 73,07% de silt et 20,0% de sable (figure 3.15 et appendice C). Ils sont disposés en stratifications parallèles et on y observe souvent des rides de courant.

Les sédiments deltaïques sont constitués majoritairement de sable, de gravier et de cailloux. La figure 3.16 présente la stratigraphie du delta situé à l'aval du ruisseau Lusignan (le plus à l'ouest). On y voit un assemblage granulométrique varié, passant d'une unité fine constituée de silt à une unité grossière composée majoritairement de graviers et de cailloux. Pour tous les sites visités à l'intérieur des deux deltas situés dans la vallée de la Matawin, les stratifications composant les lits sommitaux (*top sets*) sont

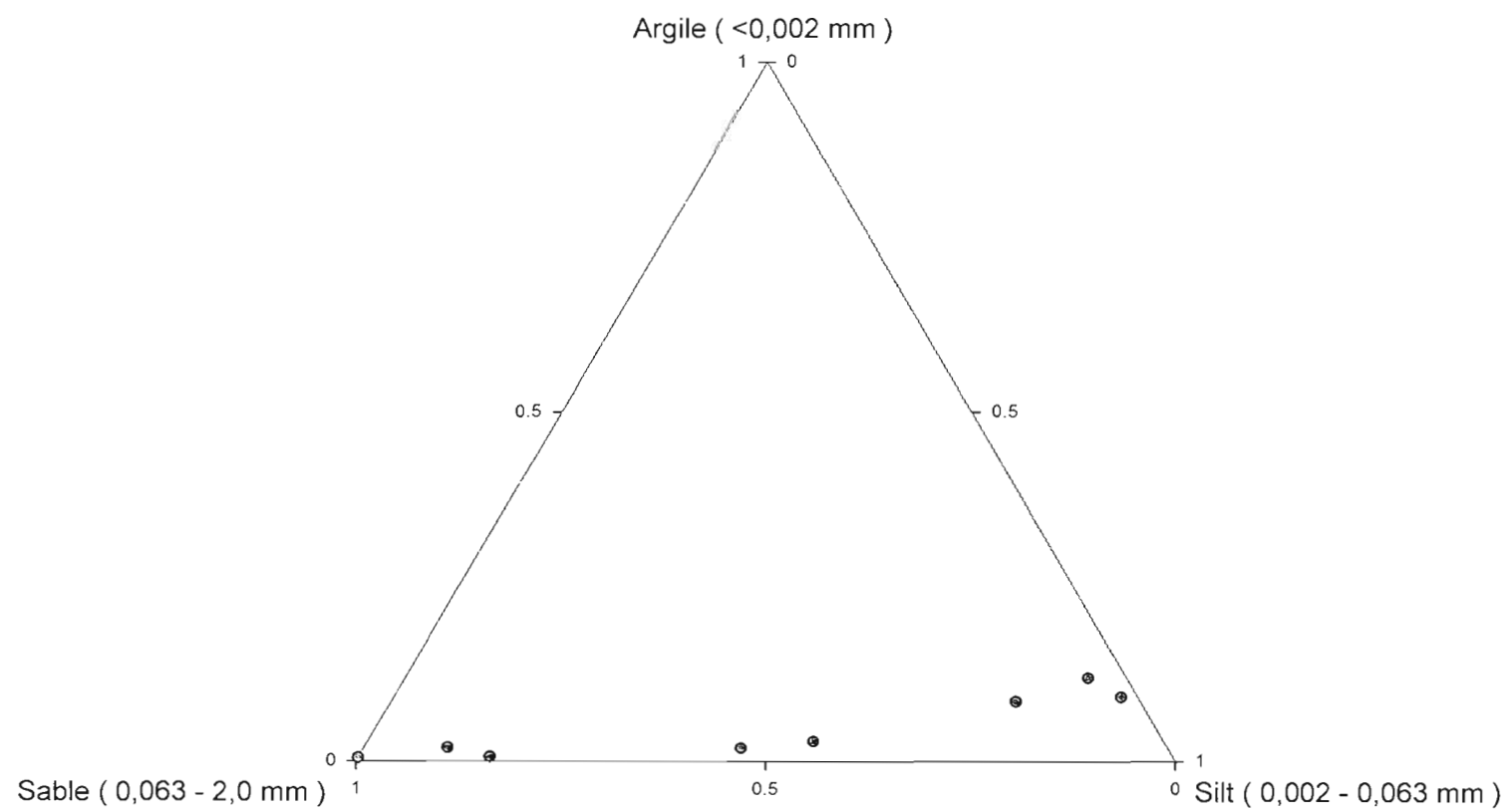


Figure 3.15 Répartition granulométrique de la matrice des sédiments littoraux et sublittoraux dans un diagramme triangulaire.

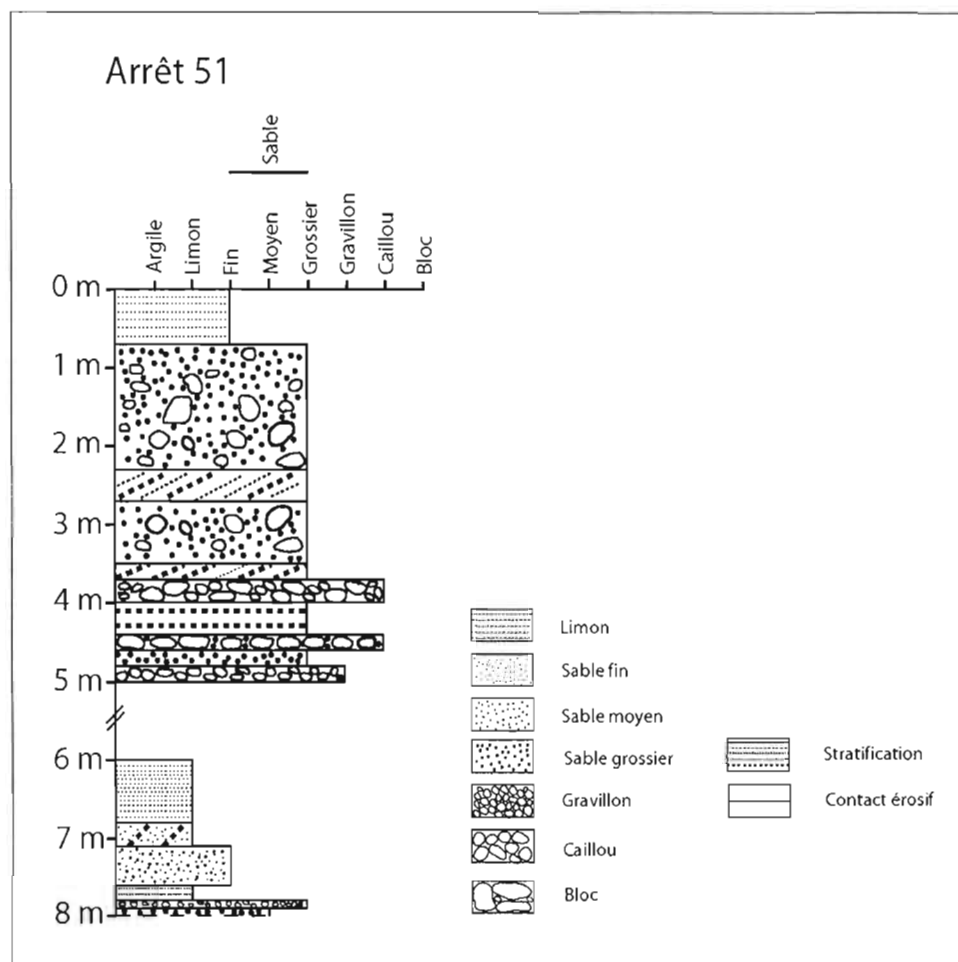


Figure 3.16 Coupe stratigraphique d'un delta situé à l'aval du ruisseau Lusignan (arrêt 51, appendice A).

beaucoup plus grossières que les lits basaux (*bottom set*), nous permettant de conclure que l'énergie déployée allait en augmentant lors de la construction des séquences deltaïques (*coarsening upward sequence*). À l'amont des deltas, le faciès sédimentaire est beaucoup plus grossier qu'à l'aval. Certains lits sommitaux observés contiennent des blocs allant jusqu'à 50 cm de diamètre, ce qui pourrait suggérer que la marge glaciaire était encore à proximité. Les obliques des lits frontaux peuvent atteindre 30° de pendage, ce qui indique une forte énergie (Menzies, 2000). Les sédiments deltaïques situés à l'aval ou sur les flancs des deltas présentent une granulométrie plus fine, constituée de silt et de sable moyen à fin bien trié. Plusieurs figures sédimentaires sont visibles à l'intérieur des deltas : rides de courant, stratifications entrecroisées et en auge, déformations pénécemporaines (figures de charge). Ces dernières sont fréquentes dans les faciès deltaïques à granulométrie fine (Ashley, 1988, dans Menzies, 2000). Les pendages observés dans ces faciès varient entre 4° et 14°, ce qui traduit un environnement de faible énergie mis en place par les courants de turbidité (*underflows*) à la base du lac de contact glaciaire (Ashley, 1988, dans Menzies, 2000).

Un delta kame situé sur la rive sud de la baie Dominique (réservoir Taureau; arrêt 79, appendice A) présente 25 mètres de couches très grossières, sans sédiments fins. On y observe beaucoup de changements dans la granulométrie des différents lits successifs. Ces changements sont dus à des pulsions saisonnières qui provoquent d'importantes variations dans l'énergie des eaux de fontes glaciaires lors de la construction du delta. Les lits frontaux sont extrêmement grossiers et présentent des obliques s'orientant vers le sud-ouest.

Les épandages sous aquatiques du secteur à l'étude sont constitués de couches horizontales de sables fins et de silt, contenant parfois quelques cailloux et graviers, et présentent souvent des déformations (figures de charge).

La répartition granulométrique des sédiments glaciolacustres d'eau profonde est illustrée à la figure 3.17. Les rythmites observées dans la vallée du ruisseau Sauvage sont composées d'une alternance de lits argileux grisâtres et de lits silteux brunâtres (figure 3.18). Elles contiennent 14,2% d'argile, 85,6% de silt et 0,2% de sable (échantillon arrêt 66, appendice C).

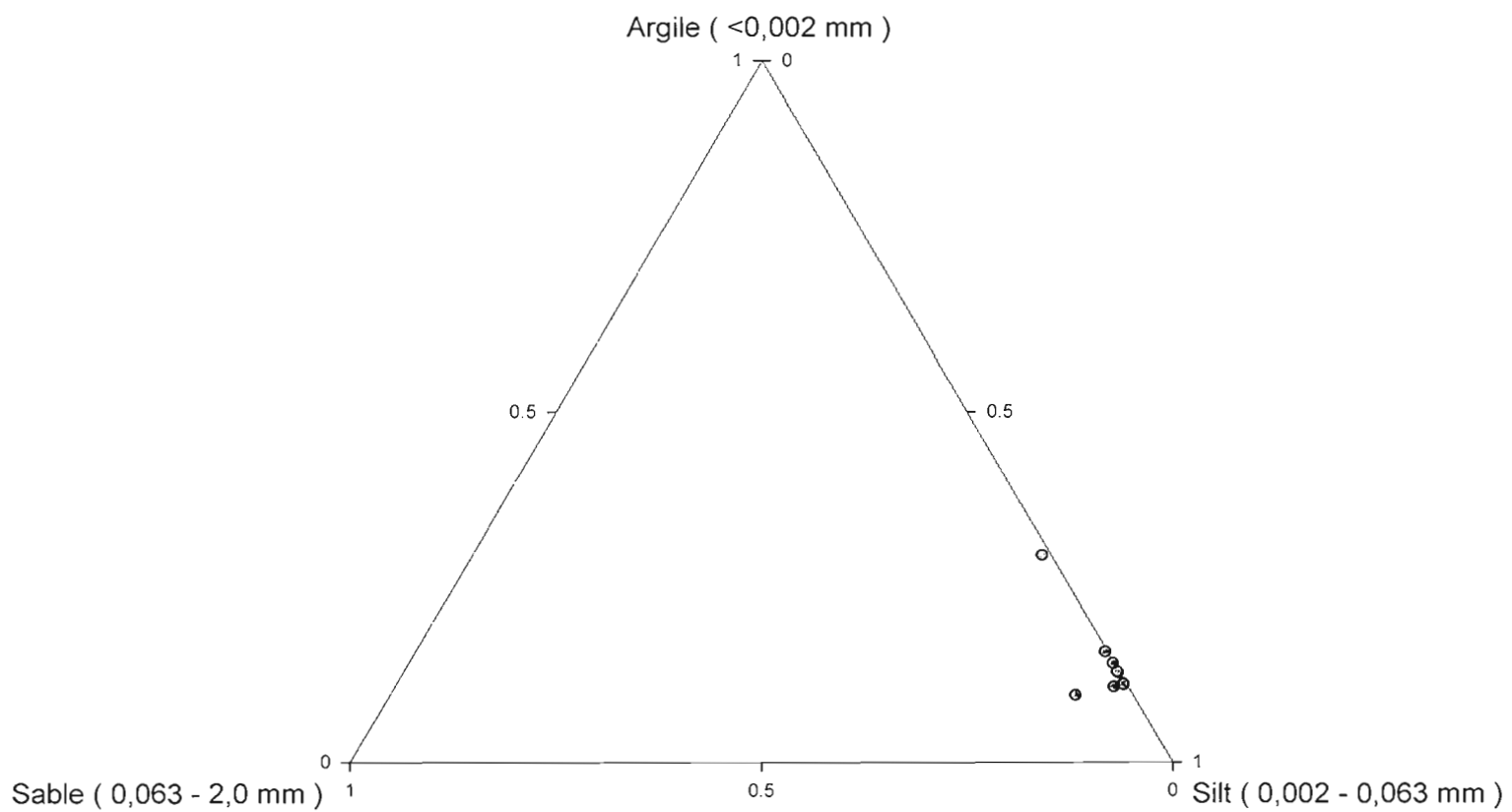


Figure 3.17 Répartition granulométrique de quelques sédiments glaciolacustres d'eau profonde dans un diagramme triangulaire.



Figure 3.18 Rythmites observées dans la vallée de la rivière Sauvage (arrêt 66, appendice A)

Des mesures de paléocourants à partir des obliques des rides de courant présentes dans les couches grossières indiquent des apports sédimentaires en provenance du SO. Considérant que la marge glaciaire se trouvait au nord, au moment de leur formation, on en conclut que les apports sédimentaires provenaient probablement de l'érosion des berges ou de la charge sédimentaire des rivières entourant le bassin glaciolacustre. Les rythmites s'apparentant à des varves retrouvées près des lacs Kaiagamac et Forbes présentent des couplets composés d'un lit grisâtre et d'un lit blanchâtre (figure 3.19). Les lits blanchâtres contiennent en moyenne 36% d'argile, 63,8% de silt et 0,2% de sable, tandis que les lits grisâtres contiennent en moyenne 13,8%, 86% de silt et 0,2% de sable. La figure 3.20 présente la teneur en argile de cinq lits clairs blanchâtres et cinq lits foncés grisâtres successifs du site du lac Kaiagamac. Au niveau granulométrique, la teneur en argile de chacun de ces lits correspond à la description des varves de Terasmae (1963) : « In the varved lateglacial clay one layer is usually composed of silt and the other of stiff clay. » Selon Banerjee (1973), le lit argileux est relié à une sédimentation hivernale, tandis que le lit silteux provient d'une sédimentation estivale. Sur le site



Figure 3.19 Rythmites s'apparentant à des varves à moins d'un km à l'ouest du lac Kaiagamac (arrêt 185, appendice A).

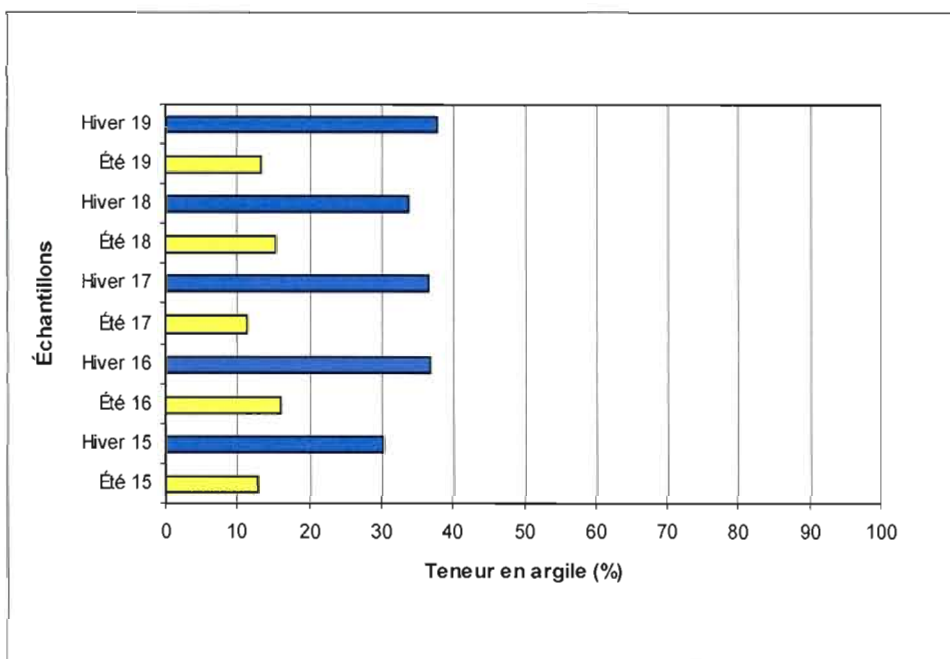


Figure 3.20 Teneur (%) en argile de cinq lits clairs et de cinq lits foncés successifs d'une coupe de rythmites s'apparentant à des varves (arrêt 185, appendice A).

d'échantillonnage, 104 couplets ont été dénombrés sur deux mètres de coupe. Selon l'affirmation de Banerjee (1973), ces couplets représenteraient donc chacun une année de sédimentation. La séquence repose sur un diamicton s'apparentant à un till ; toutefois les données de puisatiers du Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs indiquent une profondeur d'argile de six mètres à cet endroit. La morphologie variable du bassin est probablement responsable de cet écart de profondeur. Dans la coupe située à l'ouest du lac Kaiagamac, on note que les rythmites présentent des couplets beaucoup plus épais dans le bas de la séquence (lit foncé silteux : 5,5 cm ; lit pâle argileux : 0,5 cm) que dans le haut (lit foncé silteux : 0,5 cm ; lit pâle argileux : 0,1 cm). Cette variation dans l'épaisseur des couplets est interprétée comme un indice du recul progressif de la marge glaciaire. La figure 3.21 illustre l'épaisseur des lits argileux et silteux des 104 couplets de la séquence de l'arrêt 185 (appendice A). Un encadré de la figure 3.20 a été ajouté afin de positionner les lits Été 15, Hiver 15, Été 16, Hiver 16, Été 17, Hiver 17, Été 18, Hiver 18, Été 19 et Hiver 19 à l'intérieur de la séquence. On peut noter que dans tous les cas, les lits silteux sont plus épais que les lits argileux. De plus, la variabilité dans l'épaisseur des lits silteux (de 0,5 cm à 5,5 cm) est plus grande que dans les lits argileux (de 0,1 à 0,5 cm). On remarque une diminution rapide dans l'épaisseur des lits silteux du bas vers le haut de la séquence. Les tendances différentes dans l'évolution des épaisseurs des lits d'été et d'hiver peuvent traduire de leur mode de mise en place différent (Daigneault et Prichonnet, 1988). Enfin, notons que quelques cailloux de délestage ont été observés, principalement à la base de cette séquence. Ces différentes caractéristiques ont également été observées par Veillette (1996), cependant elles correspondraient à celles d'une séquence varvaire de la zone sublittorale du lac glaciaire Barlow-Ojibway.

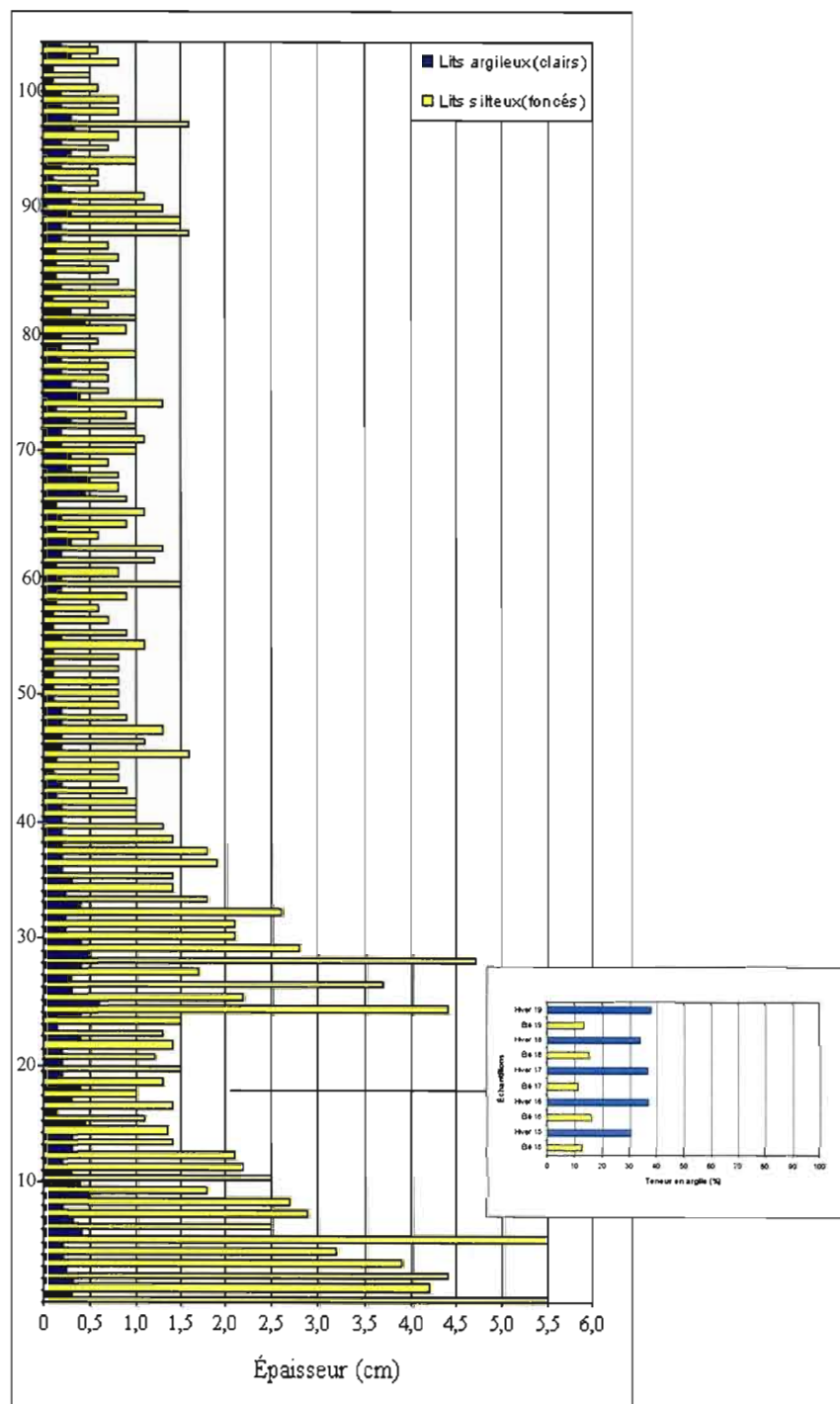


Figure 3.21 Épaisseur des lits silteux et argileux des 104 couplets formant la séquence de rythmites de l'arrêt 185 (appendice A). Encadré sur la figure 3.21 qui fait le lien entre la teneur en argile mesurées sur cinq lits silteux et argileux, leur position à l'intérieur de la séquence et leur épaisseur en centimètres.

La figure 3.22 présente les courbes de fréquence cumulée de quelques sédiments glaciolacustres sublittoraux et d'eau profonde. Les paramètres granulométriques tirés de ces courbes sont présentés à l'appendice C.

En ce qui concerne les sédiments glaciolacustres d'eau profonde, la médiane moyenne de 0,008 mm fait référence à un silt fin, tandis que la moyenne graphique inclusive de 0,013 mm correspond à la limite entre un silt fin et un silt moyen.. La répartition granulométrique de 0,837 est platycurtique et symétrique ($Sk : 0,015$). En moyenne, les sédiments d'eau profonde sont faiblement triés ($\sigma_1 : 1,773$), ce qui serait en accord avec leur nature turbiditaire. La médiane moyenne des sédiments sublittoraux est de 0,024 mm et la moyenne graphique est de 0,039 mm, ce qui correspond aux classes des silts moyens et grossiers. La répartition granulométrique est mésokurtique ($K_g : 0,946$) et symétrique ($Sk : 0,036$). Le coefficient de classement moyen des sédiments sublittoraux correspond à un mauvais tri ($\sigma_1 : 2,074$). La médiane moyenne des sédiments littoraux de 0,223 et la moyenne graphique de 0,255 font référence à des sables fins et moyens. La répartition granulométrique est leptokurtique ($K_g : 1,205$) et déviée vers les éléments fins ($Sk : 0,223$). Le coefficient de classement moyen des sédiments littoraux correspond à un mauvais tri ($\sigma_1 : 1,254$).

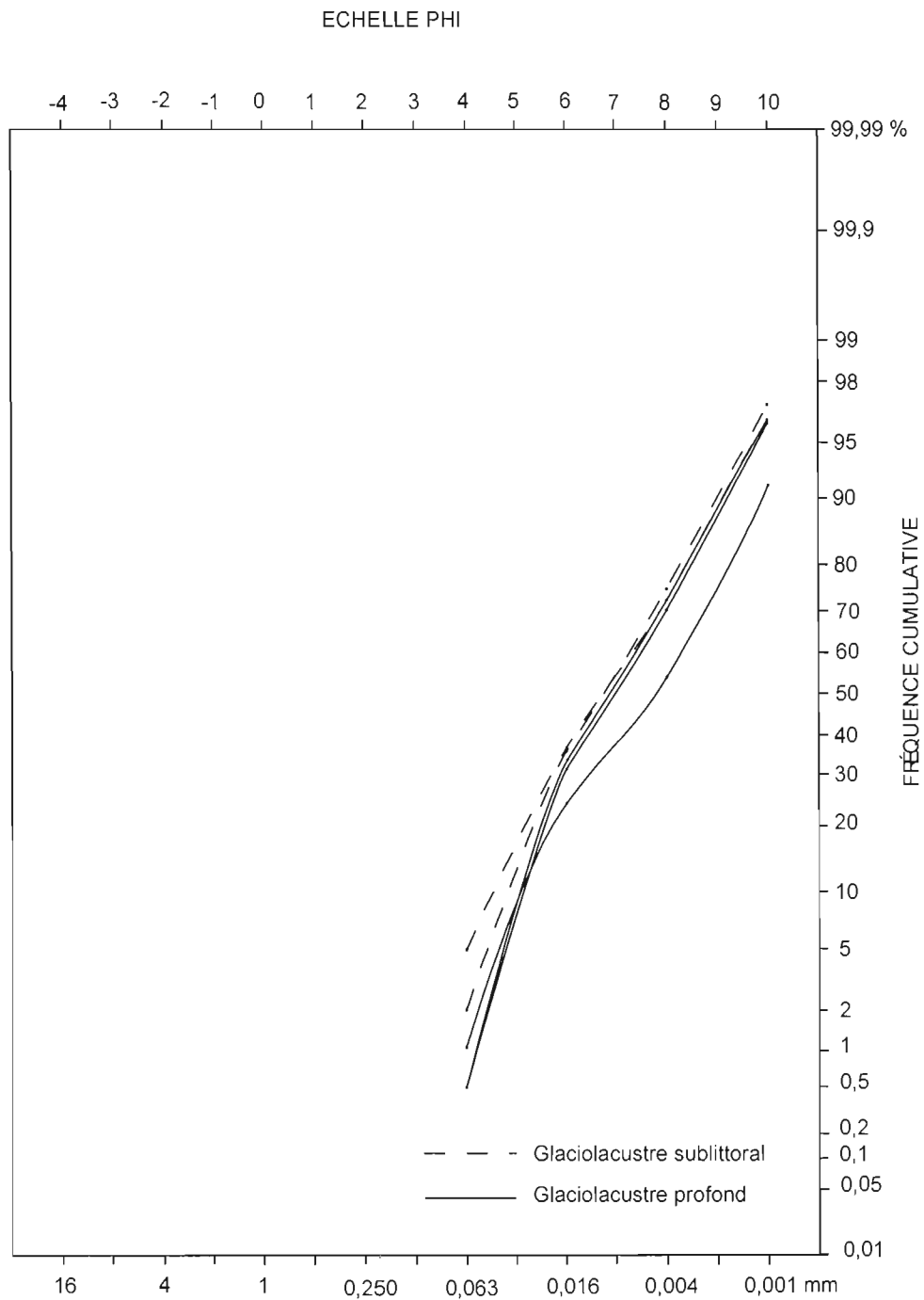


Figure 3.22 Courbes de fréquence cumulée de quelques échantillons de sédiments glaciolacustres sublittoraux et d'eau profonde.

3.4 Analyse pollinique

Une étude palynologique a été effectuée sur les sédiments glaciolacustres d'eau profonde afin de vérifier le caractère annuel de la sédimentation des rythmites. Cinq lits argileux et cinq lits silteux successifs des rythmites s'apparentant à des varves du site observés près du lac Kaiagamac (arrêt 185, appendice A) ont été soumis à l'analyse pollinique.

L'analyse pollinique est une technique qui consiste à identifier et à dénombrer les grains de pollen et les spores contenus dans un échantillon donné (Richard, 1975; Faegri et Iversen, 1989; Reille, 1990). Jumelé à une analyse palynologique, le caractère annuel des varves fait en sorte que chaque grain de pollen peut être relié à une période de temps donné. Les varves constituent depuis longtemps des outils chronologiques dans les recherches sur la période quaternaire. Les premiers chercheurs à avoir mené des recherches complètes sur le sujet des varves et leur utilité chronologique furent De Geer (1912), Antevs (1922) et Sauramo (1923).

Terasmae (1958 ; 1963 et 1968) et Terasmae et Miryneck (1964) furent les premiers à s'intéresser à l'utilisation des pollens pour vérifier le caractère annuel des varves (Pagé, 1999). Depuis, peu d'études ont été menées sur le sujet. Tippet (1964), Geyh *et al.* (1971), Simola (1977), Lotter (1989), Fréchette et Veillette (Fréchette, communication personnelle, juillet 2007) compte parmi les utilisateurs de cette méthode. De nombreuses études polliniques ont toutefois été réalisées sur des sédiments lacustres non-laminés pré-Holocène, notamment sur l'île de Baffin dans l'Arctique canadien (Wolfe et Härtling, 1996 ; Steig *et al.*, 1998 ; Miller *et al.*, 1999 ; Wolfe *et al.*, 2000, Fréchette *et al.*, 2006). Le but de ces études était de reconstruire le climat et la végétation du dernier interglaciaire et de l'Holocène à l'aide de l'analyse pollinique des sédiments. Puisque les sédiments lacustres n'étaient pas des varves, ces chercheurs ont dû compléter leur analyse à l'aide de datations au ^{14}C ou de la thermoluminescence (Fréchette *et al.*, 2006).

Les sédiments glaciolacustres constituent d'excellents réservoirs à pollen puisque les lacs glaciaires forment de larges bassins de sédimentation qui conservent les grains de pollen dans des conditions faiblement oxydantes (Pagé, 1999). Le pollen est, quant à lui, un matériel produit en grande quantité à chaque année ; il reflète la végétation d'où il provient, se fossilise très facilement, est très résistant à l'attaque microbienne et à la

décomposition. Chaque grain de pollen peut être identifié jusqu'à l'espèce et même parfois jusqu'au genre (Richard, 1977). L'analyse pollinique est donc une méthode accessible donnant des résultats précis si elle est appliquée correctement.

Les travaux de Terasmae (1963) sur l'étude palynologique des séquences varvaires du lac glaciaire Barlow-Ojibway, ont démontré que la quantité de pollens retrouvés à l'intérieur des lits silteux clairs (lit d'été) était largement supérieure à celle des lits argileux foncés (lit d'hiver). C'est sur cette affirmation de Terasmae que Lotter (1989) a appuyé ces travaux:

«Theoretically each layer should contain the pollen grains dispersed during the time of the year when the layer was deposited. If, however, the formation of the different coloured layers is not controlled by seasonal cycle, the pollen content of the separate layers should not show regular variations ».

De plus, Terasmae (1963) a démontré que les varves proximales contiennent peu ou pas de pollens. La concentration de pollen augmente plutôt vers le haut de la séquence, à l'intérieur des varves distales.

La méthode utilisée pour la présente analyse pollinique est inspirée des travaux de Fréchette et Veillette (Fréchette, communication personnelle, juillet 2007)) sur l'analyse pollinique des varves du lac proglaciaire Ojibway. Cette méthode a été appliquée sur une séquence de rythmites humides à l'intérieur de laquelle cinq lits argileux et cinq lits silteux ont été prélevés. Après avoir été isolés, les lits ont été séchés à l'étuve à une température de 105°C, puis concassés et réduits en poudre à l'aide d'un mortier. Une quantité de 5 cc de sédiments a été utilisée pour un traitement à l'acide fluorhydrique. Ce traitement a pour but d'éliminer la partie minérale de l'échantillon. Les échantillons ont toutefois été préalablement tamisés (tamis Nytex 10 µm) afin d'éliminer le maximum de particules minérales fines, puisqu'elles nuisent au dénombrement pollinique (Fréchette, communication personnelle, juillet 2007).

Les résultats du dénombrement pollinique (somme pollinique) pour les cinq lits argileux (lit d'hiver) et les cinq silteux (lits d'été) sont présentés à l'appendice E dans un diagramme pollinique. Très peu de pollens ont été retrouvés, autant dans les lits argileux que dans les lits silteux. Un maximum de 94 pollens a été dénombré, et ce dans un lit

d'hiver (tableau 3. 1). La quantité de pollen identifié n'atteint pas les minimums fixés à 500 pollens dans les recherches de Lotter (1989) et à 300 pollens dans les recherches de Fréchette et Veillette (Fréchette, communication personnelle, juillet 2007).

Tableau 3. 1
Somme pollinique des lits silteux et argileux (rythmites de l'arrêt 185)

Échantillon	Somme pollinique
Été 15	53
Hiver 15	42
Été 16	indéterminé
Hiver 16	34
Été 17	indéterminé
Hiver 17	94
Été 18	50
Hiver 18	36
Été 19	68
Hiver 19	40

Les lits argileux (lits hiver) contiennent en moyenne 47,5% de pollens arboréens (*Betula* ; *Pinus*, *Picea*, *Populus Tremuloide*), 6,5% de pollens arbustifs (*Alnus crispea* ; *Ericacea*), 1,3% de pollens herbacés (*Tubuliflorae* ; *Artemisia* ; *Cyperacea*), et 35,7% de pollens indéterminés. Ce fort pourcentage de pollen indéterminé est dû au mauvais état des pollens causé par le poids de l'accumulation sédimentaire et par l'érosion des particules minérale sur les pollens. L'échantillon Hiver 17 contient toutefois la valeur extrême de 50% de pollens arbustifs, (essentiellement de *Salix*). Les lits silteux (lits d'été) contiennent en moyenne 55,2% de pollens arboréens (*Betula* ; *Pinus*, *Picea*, *Populus Tremuloide*), 21,8% de pollens arbustifs (*Alnus crispea*), 1,8% de pollens herbacés (*Artemisia*), 21,2% de pollens indéterminés. Il est à noter que deux des cinq lits silteux (lits été) n'ont pu être soumis à l'analyse pollinique ; les lits « Été 16 » et « Été 17 » contenaient une quantité importante de silice résiduelle qui rendait impossible le dénombrement des pollens. Certains taxons exotiques ont été trouvés dans les lits argileux et silteux : tilleul d'amérique (*Tilia americana*), frêne de Pennsylvanie (*Fraxinus pennsylvanica*), ormes (*Ulmus*) et carrier (*Carya ovata*). À 10 000 ans ¹⁴C BP., date vers laquelle le front glaciaire se situait à une cinquantaine de kilomètres au nord de Saint-

Michel-des-Saints (Dyke *et al.*, 2003), une toundra forestière faisant la transition entre la toundra arbustive au nord et la forêt boréale au sud, recouvrait la région (Dyke, 2005). Les taxons exotiques retrouvés lors de l'analyse pollinique représentent des essences qui se développaient, à cette époque, beaucoup plus au sud, dans les domaines de la forêt boréale et de la forêt mixte (Dyke, 2005). Lorsqu'il s'agit de varves, les lits d'hiver contiennent normalement un pourcentage plus élevé de taxons exotiques que les lits d'été. Cette observation s'explique par le fait que bien que les pollens exotiques se trouvent en nombre similaire dans ces deux types de lits, ils sont dilués par la quantité plus grande de pollens locaux dans les lits d'été (Fréchette, communication personnelle, juillet 2007). Pour cette raison, la proportion de pollens exotiques sur le nombre total de pollens sera plus grande dans les lits d'hiver que dans les lits d'été. Dans la présente étude, les taxons exotiques représentent 2,5% de l'ensemble des pollens à l'intérieur des lits argileux, tandis que les lits silteux en contiennent en moyenne 1,3%.

Les concentrations polliniques tirées de l'appendice E sont présentées à la figure 3.23. Le calcul de la concentration pollinique a été effectué selon la technique du « marqueur exotique » de Benninghof (1962). Le principe de cette méthode consiste à ajouter une concentration déterminée de pollen marqueur en suspension (contaminant) à l'intérieur d'un poids (g) ou d'un volume (cm³) de matériel traité (Faegri et Iversen, 1989). Dans le cas de la présente étude, nous avons introduit le *Lycopodium* (pollen exotique) à titre de marqueur dans les échantillons étudiés. Une quantité de matériel de chacun des échantillons a ainsi été déposée sur différentes lames, qui ont par la suite été analysées au microscope. La concentration pollinique (CP) est calculée en mettant en relation le nombre de pollens fossiles dénombrés sur une lame (somme pollinique), la concentration connue de la suspension de *Lycopodium* et le nombre de *Lycopodium* compté sur la lame:

$$CP = \frac{\text{Somme pollinique} \times \text{Concentration de la suspension de } Lycopodium}{\text{Nombre de } Lycopodium \text{ comptés sur la lame}}$$

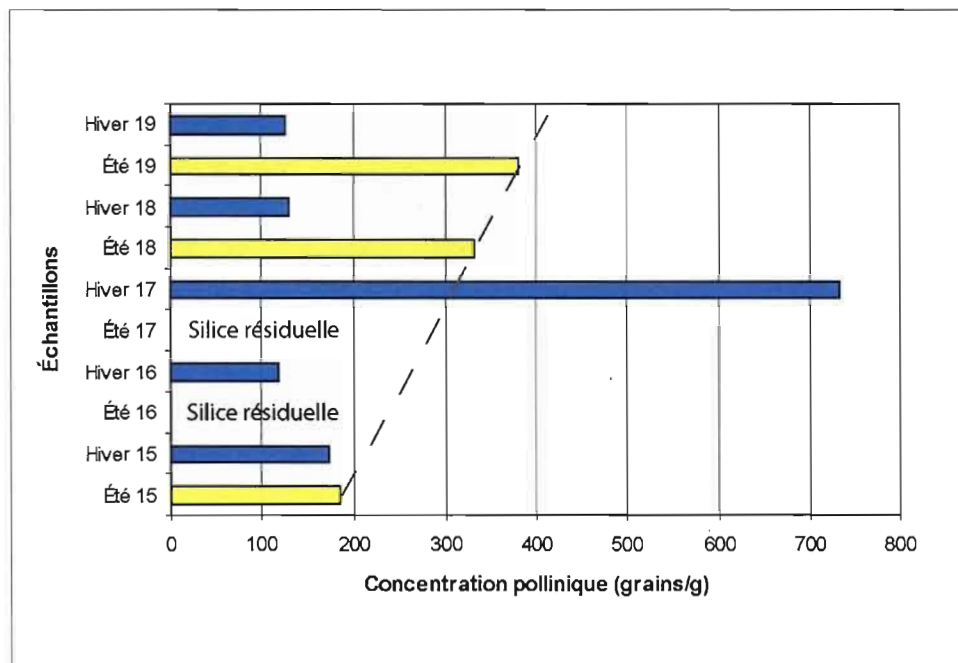


Figure 3.23 Concentration pollinique des lits argileux clairs (hiver) et des lits silteux foncés (été) des rythmites (arrêt 185). La ligne pointillée illustre l'augmentation de la concentration pollinique dans les lits silteux vers le haut de la séquence (distale).

Dans les varves du lac glaciaire Ojibway, les travaux de Fréchette et Veillette (Fréchette, communication personnelle, juillet 2007) ont démontrés que les concentrations polliniques des lits d'été (2204 ± 855 grains/g) sont six fois supérieures à celles des lits d'hiver (340 ± 154 grains/g). Ces résultats leur ont permis de distinguer le lit d'hiver du lit d'été et d'affirmer que le pollen rencontré dans les lits d'été est contemporain de la sédimentation minérale et donc que la sédimentation est annuelle. Dans le cas de la présente étude, autant les lits argileux que les lits silteux présentent de faibles concentrations polliniques. Toutefois, on note une légère diminution de la concentration pollinique à l'intérieur des lits argileux, excepté pour l'échantillon Hiver 17 qui contient une concentration pollinique de 733 grains/g. En moyenne, et ce, en excluant la valeur extrême de Hiver 17, puisque nous n'avons pas la concentration pollinique de Été 17 correspondante, les lits argileux ont une concentration pollinique de 138 grains/g et les lits silteux ont en moyenne 300 grains/g. Les concentrations polliniques seraient donc deux fois plus élevées dans les lits silteux que dans les lits argileux. De plus, il est possible de noter que la concentration pollinique des lits silteux (Été 15, Été 18 et Été 19)

tend à augmenter vers le haut de la séquence (dans la partie distale), comme l'illustre la ligne pointillée de la figure 3.23.

Terasmae (1963) a noté une tendance similaire dans les varves du lac glaciaire Barlow-Ojibway. La figure 3.24 présente les pourcentages d'argile combinés aux concentrations polliniques de chaque lit silteux et argileux. Selon Terasmae (1963), la teneur en argile des lits des varves suit une tendance inverse de celle des concentrations polliniques qui y sont mesurées. Ainsi, à une teneur élevée en argile (lit d'hiver) correspondrait une faible concentration pollinique (faible influx pollinique l'hiver), et inversement.

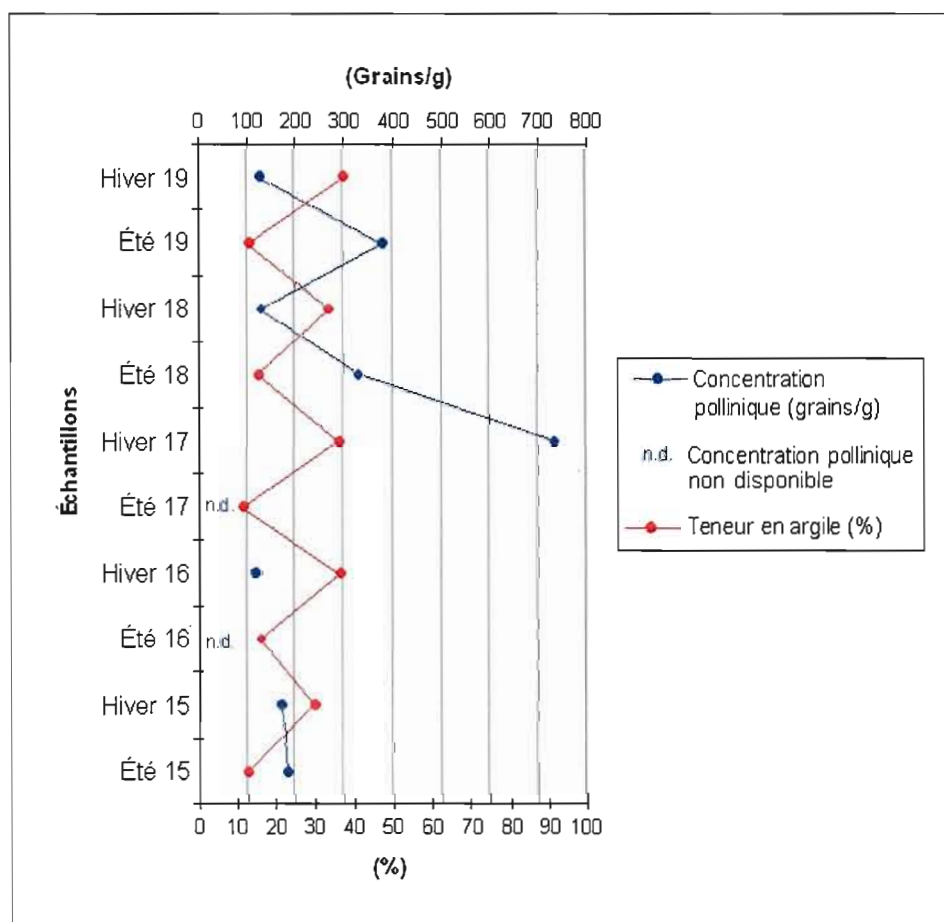


Figure 3.24 Concentration pollinique et teneur (%) en argile des lits argileux et silteux.

Puisque les échantillons Été 16 et Été 17 sont inutilisables, seuls les échantillons Été 15-Hiver 15, Été 18-Hiver 18 et Été 19-Hiver 19 peuvent être utilisés à des fins de comparaisons entre les couplets de rythmites. Dans ces trois couplets, on note la même tendance soit une diminution de la teneur en argile et une augmentation de la concentration pollinique dans le lit silteux, et une augmentation de la teneur en argile, ainsi qu'une diminution de la concentration pollinique dans le lit argileux.

En première analyse, ces données semblent indiquer une sédimentation annuelle. En effet, il a été démontré que la teneur en pollens exotiques et la concentration pollinique varie entre les lits argileux et silteux des rythmites analysées, tout comme il existe une relation entre la teneur en argile et la concentration pollinique. Cependant, plusieurs détails nous obligent à nuancer cette conclusion. D'abord, le nombre de pollens dénombrés dans chaque échantillon est nettement insuffisant (un maximum de 94 pollens contre 300 et 500 pollens dans les recherches Lotter (1989) et Fréchette (Fréchette, communication personnelle, juillet 2007)). De plus, le nombre de pollens indéterminés est élevé à cause du mauvais état des pollens. Ensuite, la présence de deux échantillons invalides nous a obligé à effectuer l'analyse pollinique sur seulement trois couplets au lieu de cinq ; Fréchette et Veillette ont, quant à eux, analysé dix couplets (Fréchette, communication personnelle, juillet 2007). De plus, la différence entre les teneurs polliniques (%) des lits d'hiver et des lits d'été est faible, mis à part pour les pollens arbustifs (6,5% pour l'hiver et 21,8% pour l'été) qui sont normalement prédominants dans les lits d'été (Fréchette, communication personnelle, juillet 2007). Finalement, un échantillon argileux (Hiver 17) présente une concentration pollinique de 733 grains/g, ce qui est nettement supérieur aux concentrations polliniques de tous les échantillons silteux. Enfin, l'observation de lits argileux clairs et de lits silteux foncés constituerait une nouveauté dans la littérature sur les varves.

Selon Terasmae (1963), une analyse pollinique doit être faite en étant conscient des probabilités d'erreurs et des limitations de la méthode. Plusieurs facteurs peuvent être responsables des résultats mitigés de cette analyse pollinique. Par exemple, d'après Lotter (1989), de telles valeurs peuvent être dues à l'introduction de contaminants lors de la séparation des lits. Il est ainsi possible de gratter trop vigoureusement un lit en intégrant des sédiments du lit suivant, ou au contraire d'en gratter insuffisamment et d'inclure une section appartenant à un lit dans le lit suivant. L'augmentation du nombre de couplets

analysés aurait sans doute pu diminuer cette marge d'erreur et faire ressortir une tendance illustrant une sédimentation annuelle.

3.5 Les alluvions

La plaine alluviale héritée de la paléorivière Matawin recouvre une vaste superficie du secteur cartographié (appendice B). Les dépôts alluviaux sont plus étendus que les dépôts fluvioglaciaires (4,6% contre 3,1% de la superficie totale couverte par la cartographie des dépôts de surface). On les retrouve majoritairement le long du parcours de la rivière Matawin, mais aussi de part et d'autre de nombreux ruisseaux et rivières secondaires. Des alluvions sous formes de sédiments deltaïques récents ont été observés également à l'intérieur de la baie du Canot Rouge, du lac Forbes et du lac McLaren.

La figure 3.1 présente la position stratigraphique relative des alluvions. Elles se sont principalement mises en place le long des cours d'eau développés sur les sédiments glaciolacustres. L'épaisseur maximale observée est de huit mètres. Le contact avec les dépôts subjacents ou le roc n'a pas été observé.

La plaine alluviale est la plupart du temps composée d'une alternance de sables grossiers, de graviers et de cailloux subarrondis sous forme de lits planaires ou obliques. On observe souvent à l'intérieur des lits des stratifications entrecroisées en auge. Les mesures de courants prises à quelques endroits indiquent un écoulement des eaux vers l'est, soit vers le réservoir Taureau. Au village de Saint-Michel-des-Saints, la plaine alluviale présente une granulométrie beaucoup plus fine que dans la vallée de la Matawin plus à l'ouest, soit une alternance de sable fin et de silt. Dans ce secteur, les alluvions se sont mises en place à partir de dépôts glaciolacustres sublittoraux, tandis que plus à l'ouest dans la vallée de la Matawin, ils se sont développés à partir de sédiments deltaïques. Une analyse granulométrique a été effectuée sur un échantillon provenant de cette partie de la plaine alluviale. Celui-ci contient 3,8% d'argile, 89,8% de silt, et 6,4% de sable (appendice C). La figure 3.25 présente la courbe de fréquence cumulée de ce même échantillon. Les paramètres statistiques tirés de cette courbe sont présentés à l'appendice C.

La médiane (0,012 mm) de l'échantillon le caractérise comme un sédiment à la limite entre les silts fins et les silts moyens, tandis que la moyenne graphique inclusive (0,018 mm) indique qu'il s'agit d'un silt moyen. Le coefficient d'angulosité de 0,806 fait référence à une répartition platykurtique et le coefficient d'asymétrie (Sk : -0.022) indique que cette répartition est symétrique. Finalement, le coefficient de classement (σ_1 : 1,640) décrit le sédiment comme pauvrement classé.

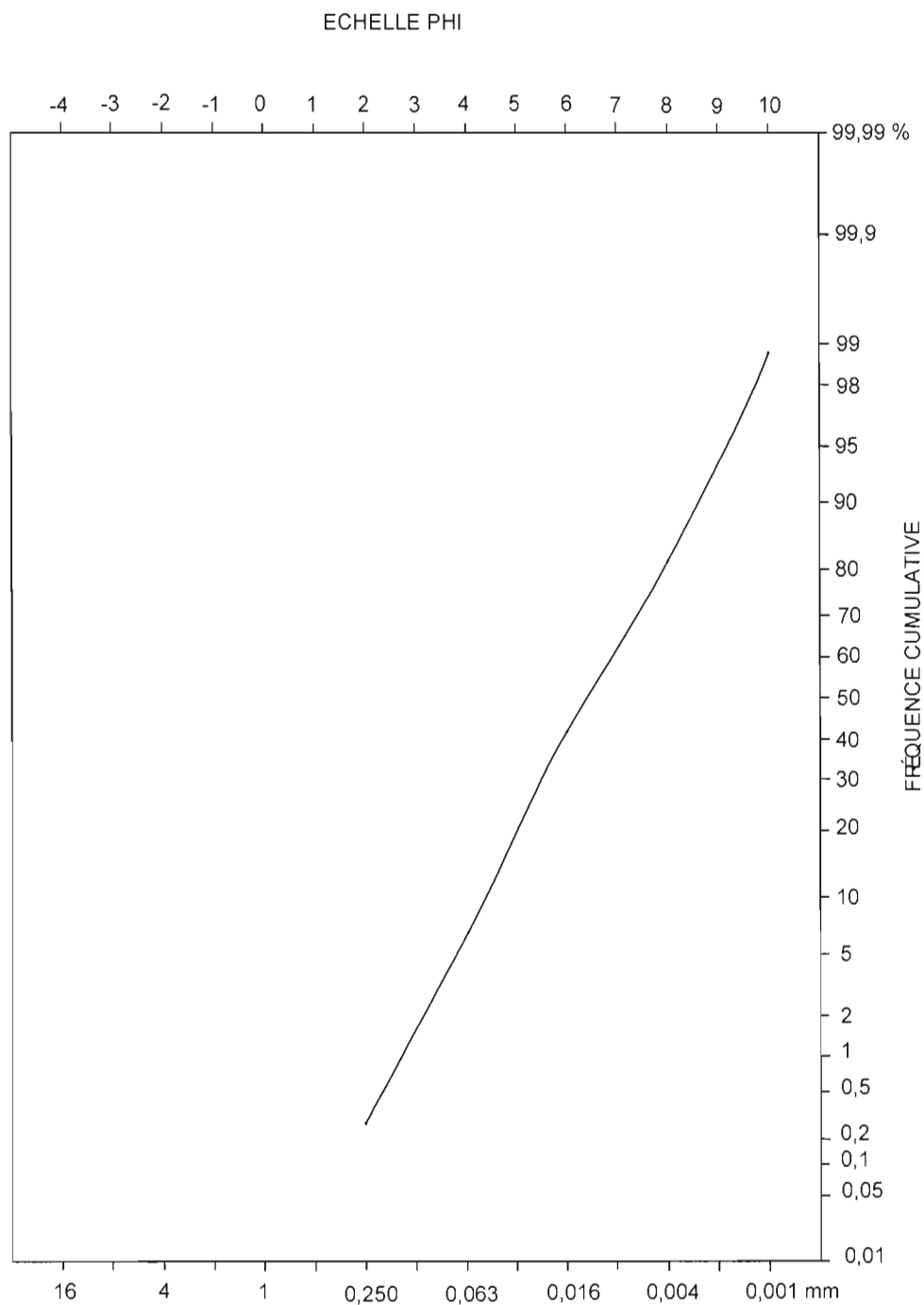


Figure 3.25 Courbe de fréquence cumulée d'un dépôt alluvial (échantillon pris à l'arrêt 134 à 2 km à l'ouest de Saint-Michel-des-Saints, sur la rive sud de la rivière Matawin, appendice A).

3.6 Les dépôts organiques

Les dépôts organiques sont fréquents et de grande étendue dans le secteur à l'étude. On retrouve les plus vastes accumulations sur les sédiments glaciolacustres, notamment près des lacs Forbes et Racine (appendice B). La plupart des zones de dépôts organiques développées sur le till et identifiées par photo-interprétation se sont avérées être, suite à des vérifications de terrain, des milieux marécageux. Les dépôts organiques sont postérieurs à toutes les autres unités lithologiques, excepté pour certaines zones de sédiments alluviaux.

Une épaisseur maximale de 2,18 mètres a été observée à l'intérieur d'une petite tourbière située sur le sommet d'une montagne à l'est du lac Lusignan (arrêt 214, appendice A). Afin de pouvoir mesurer l'épaisseur du dépôt organique, cette tourbière de 140 mètres de long sur son axe nord-sud, a été sondée à chaque cinq mètres. Le profil de la topographie à la base de la tourbière et les différentes épaisseurs de tourbe mesurées sont présentés à la figure 3.25. À l'endroit où l'accumulation tourbeuse est la plus importante, une carotte a été prélevée afin de dater la base de la séquence. Cette base contient une importante quantité de feuille de mélèze laricin (*Larix laricina*), d'épinette (*Picea*), de bouleaux (*Betula*), de pin (*Pinus*) et de fragments de quelques espèces végétales aquatiques (*Potamogeton* et *Drepanocladus*). La présence de fourreau de trichoptères et de fragments de daphnia, jumelée à la présence de fragments de plantes aquatiques confirme que la base de la tourbière était à l'époque un milieu aquatique, probablement un marécage, situé dans une dépression topographique mal drainée et entouré de forêt. La datation a été effectuée sur les aiguilles de pins. Celles-ci sont datées à 2135 ans \pm 20 ^{14}C BP (2151-2065 cal BP). La présence de l'essence de pin marquerait la fermeture du milieu aquatique et le début de l'accumulation tourbeuse.

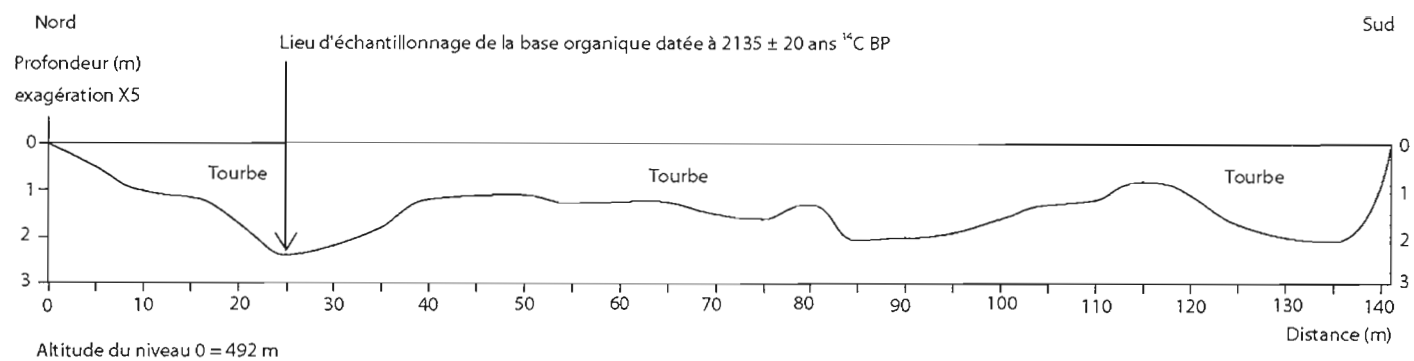


Figure 3.26 Profil topographique et épaisseur de l'accumulation tourbeuse d'une tourbière située à l'est du lac Lusignan (arrêt 214, appendice A).

CHAPITRE IV

PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE

4.1 La dernière glaciation

Durant le Wisconsinien, la région de Saint-Michel-des-Saints a été recouverte par l'Inlandsis laurentidien. Cette calotte glaciaire continentale s'étendait sur la majeure partie du Canada et du nord-est des États-unis et était formée de dômes coalescents et de calottes satellites périphériques. Le secteur du Labrador de l'inlandsis, formé du dôme glaciaire du Nouveau-Québec, couvrait le Québec et les provinces maritimes (Dyke *et al.*, 1982; Occhietti, 1983; Dyke et Prest, 1987). Seule une faible superficie de la région du Témiscamingue a été occupée par le dôme de l'Hudson (Dyke *et al.*, 1982). Les sédiments quaternaires de la région de Saint-Michel-des-Saints sont tous associés au dernier cycle glaciaire du Wisconsinien et se trouvent en discordance sur le socle rocheux. Au Québec, des sédiments antérieurs à cette dernière glaciation sont présents dans les Appalaches du sud du Québec et dans la vallée du Saint-Laurent, près du lac Saint-Pierre (Occhietti, 1982; 1983).

Dans la région étudiée, les formes d'érosion et d'accumulation glaciaire indiquent une orientation dominante de l'écoulement glaciaire selon un axe NNO-SSE. L'inclinaison de la fracture principale des broutures vers l'aval glaciaire et l'orientation des faces d'arrachage des roches moutonnées, indiquent que cet écoulement glaciaire se faisait en direction du SSE. Ces observations concordent avec la direction générale de l'écoulement glaciaire observée dans les régions de Mont-Tremblant (Laverdière et Courtemanche, 1965), de Saint-Jean-de-Matha-Sainte-Émélie-de-l'Énergie (Pagé, 1977), de Saint-Faustin-Saint-Jovite (Lamothe, 1977), de Saint-Joseph-de-Mékinac-Saint-Roch-de-Mékinac (Gagnon et Morelli, 1986), du lac Kempt (Veillette, 2004), de Mont-Laurier (Caron, 2007) et avec la direction générale de l'écoulement glaciaire vers le SE observée à l'intérieur des hautes terres Laurentiennes (Parent *et al.*, 1985; Veillette *et al.*, 1999).

Durant cette glaciation, une nappe de till de fond, généralement sans forme particulière, a été mise en place. Localement, dans la région d'étude, certains drumlins composés de till montrent la même orientation.

4.2 La déglaciation

Vers la fin du Pléistocène, un réchauffement climatique a marqué la fin de la glaciation wisconsinienne et le début du retrait de l'Inlandsis laurentidien. Ce retrait a toutefois été ponctué d'oscillations climatiques qui ont fait varier le taux de recul de la marge glaciaire (Occhietti *et al.*, 2004). Entre 10 900 et 10 000 ans ¹⁴C BP, une période plus froide a marqué le retrait de l'inlandsis : le Dryas récent (Occhietti *et al.*, 2004). À ce moment, le front glaciaire s'était déjà retiré des Appalaches et des Basses-terres du Saint-Laurent et la Mer de Champlain occupait la vallée moyenne du Saint-Laurent depuis 1000 ans (Elson, 1969; Prichonnet, 1977; Parent *et al.*, 1985). Le refroidissement initial du Dryas récent a probablement favorisé la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse, entre 10 800 et 10 500 ans ¹⁴C BP (Lasalle et Elson, 1975; Occhietti *et al.*, 2004). Cet épisode a marqué une réavancée globale ou une stabilisation de l'Inlandsis laurentidien (Occhietti *et al.*, 2004), qui a probablement ralenti le relèvement isostatique du continent déjà en cours (Parry et Macpherson, 1964). L'Inlandsis laurentidien, alors à la position de Saint-Narcisse, constituait la rive nord du bassin de la Mer de Champlain, au niveau du lac Saint-Pierre. Ailleurs, le front glaciaire n'était en contact avec les eaux marines que dans les plus grandes vallées, comme celles des rivières Gatineau et Saint-Maurice (Prichonnet, 1977; Occhietti, 1980). Quant à la vallée de la rivière du Lièvre, elle n'a pas été envahie par les eaux marines, mais plutôt par des eaux glaciolacustres (Caron, 2007). Suite à la construction de la Moraine de Saint-Narcisse, le retrait vers le nord s'est fait rapidement en raison de la topographie favorable de la partie sud du piedmont laurentien (Mont-Tremblant, vallée de la Saint-Maurice, parc des Laurentides, fjord du Saguenay). Toutefois, deux lobes glaciaires occupaient toujours la vallée du Saint-Maurice et du Saguenay (Occhietti, 1980; Govare, 1995).

Par la suite, l'Inlandsis laurentidien a poursuivi son retrait vers les hautes-terres laurentiennes à un taux de retrait beaucoup plus lent en raison d'un refroidissement climatique (Pagé, 1977). Selon Occhietti *et al.*, (2004), la déglaciation de cette région de bas relief, où les plus hauts sommets ont d'abord été libérés, résulte de l'amincissement

de l'inlandsis à sa marge. Cet amincissement a eu des conséquences au niveau régional, mais aussi sur l'ensemble de la superficie de l'inlandsis: augmentation du contrôle topographique sur la glace, développement de courants de glace, migration des dômes glaciaires et des lignes de partage glaciaire et réajustement au niveau de la dynamique glaciaire (Occhietti *et al.*, 2004). Dans la région étudiée, les écoulements glaciaires N-S et OSO-ENE, postérieurs à l'écoulement dominant vers le SSE, sont associés à cette période.

Un peu avant 10 250 ans ^{14}C BP, le front de l'Inlandsis, disposé selon un axe ENE-OSO, était situé à la ligne de partage des eaux qui sépare les bassins-versants de la rivière Saint-Maurice et de la rivière Noire, et les bassins de la rivière Saint-Maurice et de la rivière l'Assomption, (Dyke *et al.*, 2003). Puisque l'écoulement des eaux s'effectue vers le nord à partir de ce point, l'eau de fonte a commencé à s'accumuler au front de la marge glaciaire pour former les premiers bassins de rétention lacustres de ce secteur des Hautes-Laurentides; ils correspondent à la phase 1 (Forbes-McLaren-Sauvage) du lac glaciaire Taureau. Le lac glaciaire Taureau est le nom proposé pour identifier le lac glaciaire qui inonda une importante superficie des régions de Saint-Michel-des-Saints, Saint-Zénon, Saint-Guillaume-Nord et du principal lac actuel de la région, le réservoir Taureau.

Selon Menzies (2000), les lacs de contact glaciaire qui occupent les dépressions topographiques naturelles ou les dépressions isostatiques tendent à être des plans d'eau semi-permanents (quelques centaines ou milliers d'années d'existence), et à s'agrandir lorsque le glacier se retire. À l'intérieur d'un lac de contact glaciaire, la sédimentation varie selon la distance par rapport à la marge glaciaire et est régie par les changements de températures saisonniers (Menzies, 2000).

À l'ouest de la région étudiée, dans le secteur faisant l'objet d'une cartographie des dépôts superficiels, le bassin du lac Forbes, ainsi que celui du lac McLaren, se sont ennoyés jusqu'à une altitude de 440 mètres (figure 4.1). Ce niveau a été contrôlé par un exutoire vers le sud, à travers la ligne de partage des eaux entre le bassin de la rivière l'Assomption au sud, et le bassin de la rivière Saint-Maurice au nord. Des sédiments littoraux mis en place sous forme de plages à l'embouchure du ruisseau des Cyprès à une

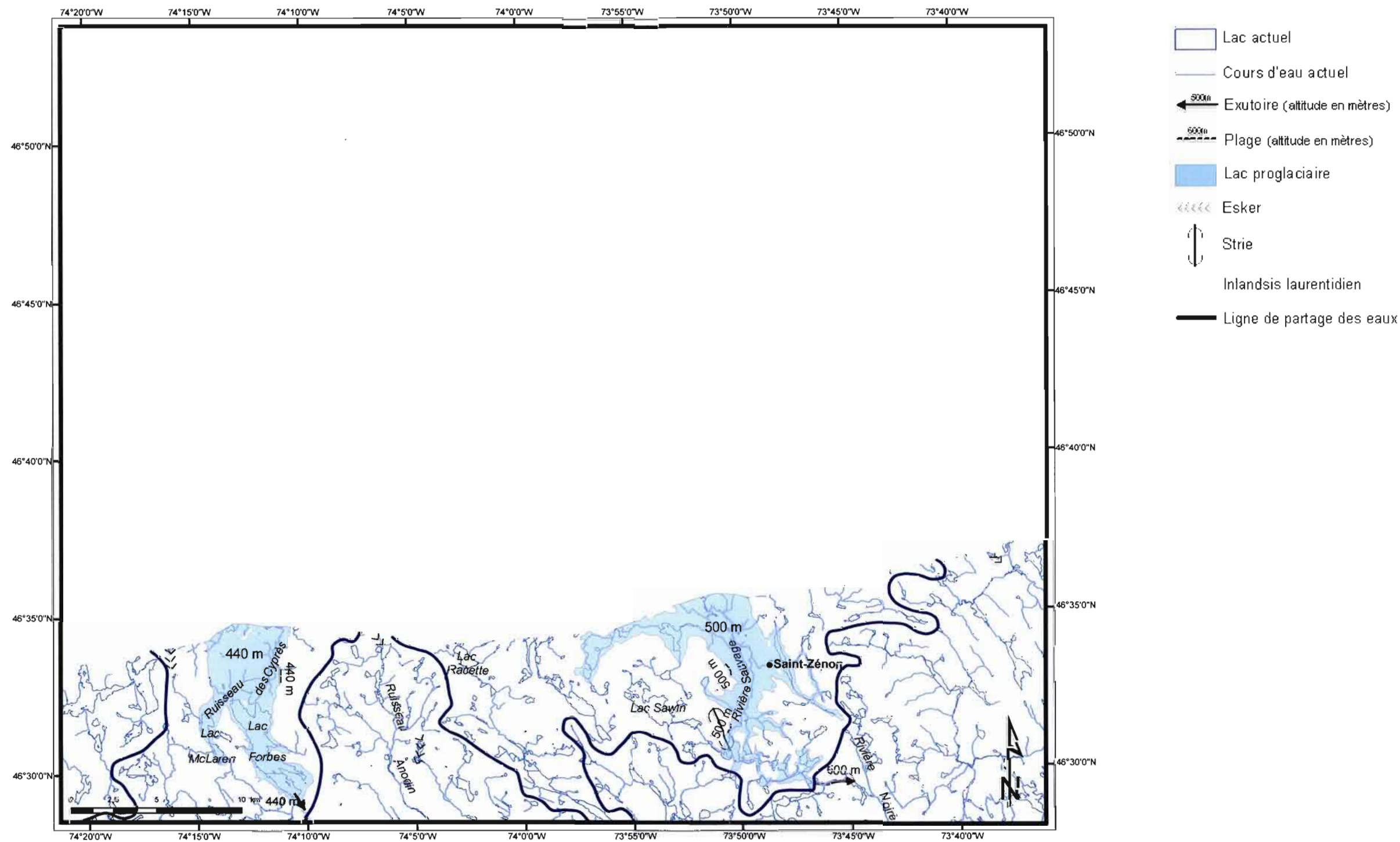


Figure 4.1 Phase 1 (Forbes-McLaren/Sauvage) du lac glaciaire Taureau.

altitude de 440 mètres témoignent de cette phase glaciolacustre (figure 4.1 et appendice D). La stabilisation prolongée de ce plan d'eau glaciolacustre a aussi permis le façonnement de quelques terrasses autour du lac McLaren (appendice D). Bien que la profondeur de l'eau n'a été que de 15 mètres, elle a été suffisante pour favoriser la sédimentation de rythmites ayant des caractéristiques sédimentologiques similaires à des varves. Il a été reconnu par Veillette (1996) qu'une épaisseur d'eau de l'ordre de 30 à 50 mètres est nécessaire à la formation de varves. Les rythmites retrouvées dans le bassin du lac Forbes correspondent toutefois davantage à la description faite par l'auteur sur les varves de la zone sublittorale du lac Barlow. Dans cette région, on retrouve ce type de varves sous forme de plaques discontinues de faible épaisseur et celles-ci présentent des pourcentages d'argile moyens beaucoup plus faibles que les varves proximales ou distales (25% contre 50%). Dans le cas du lac Barlow, elles se sont formées dans les parties moins profondes de la zone d'immersion. Les rythmites s'apparentant à des varves retrouvées sur les berges du lac Forbes se présentent effectivement sous forme de minces plaquages et contiennent un pourcentage d'argile moyen de 25 % (35% dans les lits argileux et 15% dans les silteux).

Toujours dans la phase I du lac glaciaire Taureau, les eaux de fonte ont envahi toute la vallée de la rivière Sauvage (région de Saint-Zénon), jusqu'à une altitude de 500 mètres. L'exutoire du lac était situé sur la ligne de partage des bassins de la rivière Saint-Maurice et de la rivière Noire, et a permis un drainage vers le sud, par la rivière Noire (figure 4.1). Des plages ont été retrouvées sur le flanc ouest de la vallée de la rivière Sauvage à une altitude de 500 mètres. Dans les parties les plus profondes de ce bassin lacustre (100 m), des rythmites silteuses se sont mises en place. Bien que cette profondeur d'eau était suffisante, on n'y a pas observé de varves; la sédimentation a été davantage horaire ou journalière que saisonnière. La phase glaciolacustre des vallées de la Sauvage et du lac Forbes-McLaren (phase I) a été assez brève, puisqu'il n'a fallu qu'une dizaine de kilomètres de retrait vers le nord pour permettre au front glaciaire de libérer un nouvel exutoire, et ainsi provoquer un abaissement du niveau des eaux.

Durant la période où l'Inlandis laurentidien s'est retiré de la région étudiée, l'orientation de la marge glaciaire est demeurée généralement ENE-OSO, comme en témoignent les moraines majeures et mineures, ainsi que les eskers cartographiés. La cartographie des formations superficielles a permis l'identification de quelques chenaux d'eau de fonte

marginaux nous permettant ainsi d'estimer la position du front glaciaire en retrait. Généralement adossés aux flancs de collines, ceux-ci sont notamment visibles de part et d'autre de la moraine du ruisseau à l'Eau Morte, à l'est et à l'ouest du lac Vasseur et au sud de la rivière Matawin, directement à l'ouest de la vallée du ruisseau Anodin (Appendice B et D).

Le contact de la marge glaciaire et des eaux glaciolacustres a accéléré localement la fonte des glaces et a créé quelques réentrants qui sont suggérés par l'allure concave vers le nord des moraines mineures. Les eaux de fonte canalisées dans les tunnels de l'inlandsis ont édifié les premiers tronçons d'eskers en milieu subaquatique. À l'intérieur des vallées qui n'ont pas été submergées, l'Inlandsis laurentidien a mis en place d'immenses plaines d'épandage, des eskers courts et isolés, ainsi que quelques complexes de sédiments fluvioglaciaires de contact.

Au même moment, sur les flancs et les sommets de collines, la fonte de l'inlandsis a permis la mise en place d'une couche de till d'ablation. Au nord des rapides de la rivière Matawin (cours supérieur), la présence d'un diamicton recouvrant des sédiments deltaïques suggère une réavancée locale. Toutefois, l'absence d'une telle séquence à d'autres endroits dans la région d'étude nous incite à croire que ce diamicton pourrait être associé à une coulée de débris provenant des flancs des collines adjacentes.

À la position située sous le lac du Trèfle et la vallée de la rivière Matawin (cours supérieur), la stagnation du front glaciaire a favorisé la construction de deux tronçons morainiques (figure 4.2 et appendice B). Par la suite, le retrait de l'Inlandsis laurentidien au nord de la vallée de la rivière Matawin a provoqué le drainage du paléolac Forbes-McLaren via la rivière Matawin (cours supérieur, partie amont) et le ruisseau Anodin, vers la rivière l'Assomption. Le plan d'eau s'est stabilisé à 400 mètres d'altitude et s'est limité à une partie de la vallée de la Matawin (phase 2 du lac glaciaire Taureau). À l'est, le retrait de l'inlandsis a permis l'extension des eaux à l'intérieur du bassin de la vallée de la Sauvage jusqu'à la vallée du Pin Rouge. Le niveau de l'eau a été contrôlé par l'exutoire de la rivière Mastigouche à 460 mètres d'altitude (phase 2 du lac glaciaire Taureau). Des mesures de courants prises à l'intérieur des rythmites silteuses du bassin de la Sauvage indiquent une direction d'écoulement des eaux vers le NE (52°), ce qui confirme le

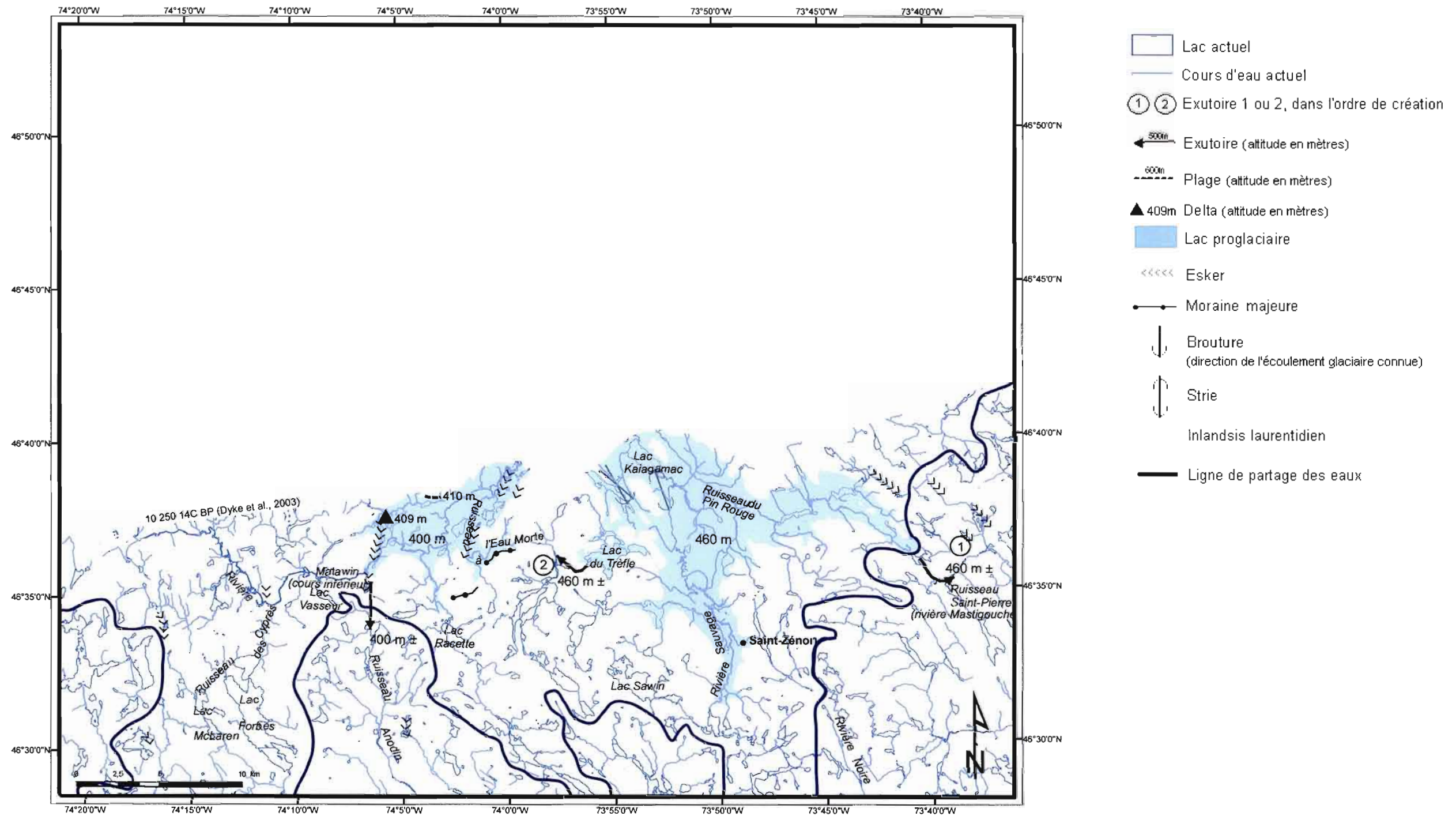


Figure 4.2 Phase 2 (Matawin/Pin Rouge) du lac proglaciaire Taureau

rétablissement du drainage en direction de la vallée du Pin Rouge. Le recul de la marge glaciaire au nord du lac du Trèfle a aussi permis aux eaux glaciolacustres de se drainer possiblement à travers un deuxième exutoire situé à 460 mètres d'altitude, via le lac du Trèfle et le ruisseau à l'Eau Morte vers le bassin de la rivière Matawin. Il est possible que ces deux exutoires aient fonctionné conjointement ou qu'ils se soient succédés; la précision des données topographiques disponibles ne permet pas de distinguer une différence d'altitude entre ces deux exutoires.

Selon Dyke *et al.* (2003), vers 10 250 ans ^{14}C BP le front glaciaire était situé approximativement au nord du lac Kaiagamac (figure 4.2). Les eaux des vallées du Pin Rouge et de la Sauvage, toujours au niveau de 460 mètres, ont alors pu s'étendre dans le bassin du lac Kaiagamac. Dans cette partie du bassin glaciolacustre, l'inlandsis, à partir de tunnels situés à sa base, a mis en place une quantité considérable de sédiments sous formes d'épandages sous-aquatiques. Des courants de turbidité seraient à l'origine de la construction des rythmites dans les dépressions du bassin lacustre plus au sud. À l'est, le retrait du front glaciaire a permis aux eaux glaciolacustres de s'étendre plus profondément à travers la vallée de la Matawin et ce, toujours sous le contrôle de l'exutoire du ruisseau Anodin (figure 4.2).

Le recul de la marge glaciaire au nord de la vallée de la rivière Matawin, à la hauteur de Saint-Michel-des-Saints, a permis au bassin glaciolacustre occupant les vallées du Pin Rouge et de la Sauvage de se déverser graduellement à l'intérieur du bassin de la Matawin (cours supérieur, partie amont) (figure 4.3). Les deux entités lacustres ont alors formé un seul plan d'eau et le niveau s'est abaissé à 400 mètres (phase 3). Quelques terrasses façonnées à l'intérieur des épandages sous-aquatiques des vallées du Pin Rouge et de la Sauvage (450 m, 420 m, 410 m et 400 m) marquent l'abaissement progressif du lac glaciaire (460 m) suite à l'ouverture du nouvel exutoire (appendice D).

Par la suite, il a fallu un retrait de la marge glaciaire de plus de 20 km pour libérer un exutoire à une altitude inférieure. Ce fut donc la plus vaste et la plus longue phase glaciolacustre du lac glaciaire Taureau (phase 3). Les eaux ont ainsi envahi toute la superficie du Réservoir Taureau, de la vallée de la rivière des Aulnaies et une grande partie de la vallée de la rivière du Milieu (figure 4.3). On lui attribue la présence de tous les deltas situés sur le terrain à l'étude.

Quelques lignes de rivage situées au pourtour du réservoir Taureau et de la vallée de la Matawin sont aussi associées au niveau de 400 mètres. On les retrouve du côté est des baies Dominique et du Poste, de part et d'autre de la baie Ignace, ainsi que du côté nord de la vallée de la Matawin (cours supérieur, partie amont); (figure 4.3). Une limite de délavage glaciolacustre a été identifiée près de la baie du Poste par photo-interprétation (figure 4.3 et appendice D). À cet endroit, la nappe de till est délavée sur près de 2000 mètres de longueur. Son altitude est de 425 mètres. Actuellement, bien qu'il soit artificiellement maintenu, le niveau des eaux du réservoir Taureau se situe à environ 360 mètres d'altitude; la profondeur maximale du paléolac était donc supérieure à 40 mètres. Une telle épaisseur d'eau fut suffisante pour qu'il y ait sédimentation de rythmites s'apparentant à des varves dans la dépression du lac Kaiagamac. Puisque l'analyse pollinique de ces rythmites (chapitre III) semble indiquer une sédimentation annuelle, nous avons cru important d'évaluer l'âge minimal du plan d'eau glaciolacustre à partir des données recueillies sur le terrain. Ce calcul a été effectué en tenant compte, d'une part, que chaque couplet représente une année de sédimentation, que l'épaisseur moyenne des couplets à la base de la séquence est de 6 cm, et d'autre part, que les données de forage indiquent une profondeur supplémentaire de 2,2 mètres d'argile en plus des 3,8 mètres (104 couplets) de coupe observés. Ainsi, nous estimons la durée de la phase principale du paléolac (400 mètres) à environ 141 ans. La présence de cailloux de délestage à l'intérieur de certains couplets du bas de la séquence indique que le vêlage d'icebergs était un phénomène plus fréquent au début de l'existence de ce lac proglaciaire et que la marge glaciaire était probablement proche lors de la mise en place de ces premières « varves ». La diminution de l'épaisseur des couplets vers le haut de la séquence témoigne ensuite du recul de la marge glaciaire.

Il est possible d'estimer le taux de retrait de la marge glaciaire entre le site de formation des rythmites s'apparentant à des varves (arrêt 185, appendice A) et l'exutoire qui a mis fin à l'épisode du lac glaciaire Taureau (début du cours inférieur de la rivière Matawin, partie aval). En considérant qu'une distance de 20 kilomètres sépare ces deux sites et que la durée de cette phase glaciolacustre est de 141 ans, nous estimons le taux de retrait de la marge glaciaire à 142 m/an.

Les premiers deltas associés à cette phase ont été construits à l'embouchure du ruisseau Lusignan et à l'est du lac Kaiagamac. Ces deltas se situent à une altitude de 409 mètres

(figure 4.3 et appendice D) et résultent des apports sédimentaires provenant des eaux canalisées par les vallées situées au nord. Les mesures de courants prises à l'intérieur du delta situé à l'est du lac Kaiagamac indiquent que celles-ci provenaient du NNO. Le delta situé à l'embouchure du ruisseau Lusignan a été alimenté par les eaux de fonte provenant d'un vaste complexe fluvioglaciaire ayant emprunté les vallées des lacs Lusignan et Thomelin comme le confirme les mesures de courants qui indiquent un écoulement provenant généralement du nord (entre le NNO et le NE). Ce delta constitue l'une des plus vastes constructions deltaïques de la région. L'apport sédimentaire a été si important que la quasi-totalité de la vallée de la Matawin a été enfouie sous les sables deltaïques.

La construction d'un autre delta d'étendue comparable à celui situé à l'embouchure du ruisseau Lusignan a été alimentée par un complexe fluvioglaciaire ayant emprunté la vallée de la rivière des Aulnaies et du ruisseau Collin. Son sommet se situe à une altitude de 410 mètres (figure 4.3). Ce delta a été profondément érodé sur son flanc ouest par le paléoruisseau Collin qui s'est encaissé à l'intérieur des dépôts deltaïques lorsque le drainage s'est rétabli (appendice B). Directement au nord-est de ce dernier delta, les lits sommitaux d'une autre construction deltaïque majeure atteignent les 411 mètres d'altitude. Sur les rives de la baie Dominique, un delta de faible étendue, mais d'une épaisseur considérable (25 mètres) atteint 412 mètres d'élévation (figure 4.3). Au NO du village de Saint-Michel-des-Saints, les sables deltaïques ont comblé toute la vallée du lac Durand jusqu'à une altitude de 422 mètres. Quelques 10 km plus au nord, entre les baies du Poste et du Milieu, une petite construction deltaïque atteint les 425 mètres. Du sud vers le nord, l'altitude des deltas passe donc de 409 mètres (vallée de la rivière Matawin, partie amont) à 425 mètres (nord du réservoir Taureau) sur une distance d'environ dix-huit kilomètres. La différence entre les altitudes de chacun de ces deltas serait due au relèvement isostatique différentiel.

Les deltas identifiés sur le terrain nous ont également permis de reconstituer les positions successives de la marge glaciaire en retrait (figure 4.1, 4.2 et 4.3). En l'absence de moraines, les eskers, les kames, les terrasses de kame, les deltas de contact glaciaire et les épandages sous-aquatiques forment des indicateurs fiables des positions frontales de la marge glaciaire (Koteff, 1974, dans Coates (dir. publ.), 1974). Jahns (1941 et 1953) a développé le terme « séquence » (*sequence*) pour décrire un groupe de formes de contact glaciaire mis en place simultanément par l'eau de fonte provenant d'une seule et même

position frontale de la marge glaciaire. Le concept de séquence (ou morphoséquence) s'applique exclusivement aux formes mises en place par les eaux de fonte glaciaires dans un environnement fluvial ou subaérien, au front et au contact de la marge glaciaire. Il est possible de reconnaître une morphoséquence de formes de contact glaciaire en les corrélant sur la base de leur altitude maximale. La marge glaciaire au contact d'un lac forme des deltas progressivement plus jeunes vers le nord à différentes altitudes, à mesure que le niveau de l'eau s'abaisse par l'ouverture d'exutoires. Ces deltas peuvent donc être reliés entre eux par leur altitude respective. Par exemple, ceux dont la partie supérieure (*top set*) atteint les 410 mètres formeront une morphoséquence puisqu'ils ont été mis en place sous le contrôle d'un même exutoire. Selon Jahns (1941 et 1953), une séquence constitue donc une isobase de référence. Au niveau temporel, une séquence est mise en place dans un temps relativement court, soit quelques dizaines à quelques centaines d'années (Menzies, 2000).

Les mesures d'altitude effectuées sur les deltas et les plages associées à la phase principale du lac glaciaire Taureau (phase 3), et leur corrélation, nous ont permis d'identifier deux isobases (410 m et 420 m, figure 4.3). L'espacement d'environ 11 km entre ces isobases nous permet de proposer un taux de gauchissement isostatique de 0,9 m/km en direction du NNO (345°). Ce taux correspond à celui retrouvé plus à l'ouest dans la région de Mont-Laurier (Caron, 2007) et du Témiscamingue (Veillette, 1983). D'après l'orientation des isobases, nous estimons que la marge glaciaire suivait un axe ENE-OSO lors de son retrait de la région de Saint-Michel-des-Saints. Cette orientation est concordante avec celle des moraines mineures et majeures.

Quelques brefs épisodes glaciolacustres ont aussi existé à l'intérieur de certaines petites vallées de la région où le drainage s'effectue vers le nord. Par exemple, dans la vallée au sud du lac Ramdeur, un petit lac de contact glaciaire a laissé une épaisseur considérable de sédiments littoraux et sublittoraux (appendice B). Ce lac a été retenu par la marge glaciaire au nord et par les parois de la vallée au sud. Le drainage s'est effectué vers le sud, à travers un exutoire situé à 530 mètres d'altitude. L'entaille du chenal de drainage est d'ailleurs bien visible par photo-interprétation (appendice B). Lorsque le front glaciaire s'est retiré de la vallée, le niveau du lac a baissé, mais une accumulation de crêtes morainiques successives a pu permettre la conservation d'une certaine quantité

d'eau dans le bassin, et ce, jusqu'à ce que l'érosion fluviale permette aux eaux de s'écouler normalement vers le nord.

Le long du ruisseau Lusignan, dans le secteur ayant fait l'objet d'une cartographie des dépôts superficiels, on observe une quantité considérable de matériaux fluvioglaciaires de contact sous forme de buttes et de crêtes indifférenciées qui sont le résultat de la stagnation du front glaciaire (appendice B). On estime que ces accumulations ont permis, suite à la déglaciation du secteur du lac Lusignan et du lac Anicet, de retenir temporairement les eaux de fonte et ainsi créer un lac de contact glaciaire à l'emplacement actuel des lacs Lusignan et Anicet. La présence d'un delta situé à 445 mètres d'altitude au nord du lac Lusignan indique que le niveau de l'eau a été supérieur d'une dizaine de mètres à celui du lac Lusignan actuel. En raison du relèvement isostatique différentiel causé par le gauchissement de la lithosphère, l'altitude du paléolac a été de 440 mètres au sud et de 445 mètres au nord. À cette altitude les eaux glaciolacustres ont pu s'étendre vers l'ouest, à l'intérieur des vallées du ruisseau Savane et du lac le Tars, et s'écouler vers la vallée de la Matawin (figure 4.3).

Le retrait de l'inlandsis au niveau du bassin Lusignan-Anicet a été ponctué de nombreuses périodes de stagnation, comme le démontre la présence de courts tronçons morainiques et de complexes fluvioglaciaires de contact sur les rives du lac Lusignan et du lac Thomelin (appendice B). Puisque la distance entre certaines moraines mineures du lac Lusignan est assez régulière, nous pourrions supposer qu'elles ont été mises en place annuellement. Si tel a été le cas, on peut évaluer approximativement le taux de recul de la marge glaciaire en calculant la distance entre l'extrémité aval des différents segments. Selon cette approximation, le taux de recul de la marge glaciaire a été d'environ 230 à 300 mètres par année, au contact des eaux glaciolacustres. Ce taux est au moins deux fois plus élevé que celui calculé à partir du décompte des « varves » et de la déglaciation de l'exutoire de la phase 3 du paléolac Taureau ; ces moraines ne représenteraient donc pas des accumulations annuelles.

Les tunnels sous-glaciaires qui ont alimenté auparavant le delta situé à l'aval du ruisseau Lusignan ont mis en place quelques tronçons d'esker au contact des eaux glaciolacustres (appendice B). Ces courts tronçons forment les segments d'un esker perlé qui ont probablement été mis en place durant des étés successifs. Toutefois, la distance qui sépare

ces segments d'eskers ne suit pas de tendance régulière, ce qui nous empêche d'évaluer le taux de recul de la marge glaciaire de façon précise.

Le paléolac Lusignan-Anicet n'a plus été en contact avec la glace lorsque le front glaciaire a franchi la limite de 440 mètres d'altitude au sud du lac Thomelin. À partir de ce point, les eaux de fonte de l'inlandsis ont mis en place une vaste plaine d'épandage. Les blocs de glace délestés par la marge glaciaire formant auparavant des icebergs flottant à travers les eaux glaciolacustres, ont plutôt été laissés sur place et enfouis par les sédiments de la plaine d'épandage pour former des kettles.

Éventuellement, l'érosion fluviale a eu raison du barrage de matériel fluvioglaciaire et a permis aux eaux glaciolacustres de se drainer à nouveau vers le ruisseau Lusignan. La durée de vie du paléolac Lusignan-Anicet est inconnue mais il est probable que le relèvement isostatique ait joué un rôle dans l'efficacité du barrage en retardant le travail de l'érosion fluviale comme le souligne Veillette (1988) pour le Témiscamingue. Les eaux libérées ont pu se drainer à l'intérieur du lac glaciaire qui couvrait le reste de la région. Le drainage des eaux de ce paléolac a d'ailleurs creusé de profonds chenaux dans l'axe du ruisseau Lusignan (appendice B). Si le barrage a tenu plus longtemps que la durée de vie du lac proglaciaire Taureau, le paléolac Lusignan-Anicet s'est probablement drainé vers la rivière Matawin en érodant une part importante du delta situé en contrebas. La présence de trois niveaux de terrasses bien développés (non cartographiées parce qu'elles ne sont pas visibles par photo-interprétation) et d'une quantité importante de sédiments littoraux et sublittoraux sur les rives et les tronçons d'eskers de l'actuel lac Lusignan suggèrent que ce paléolac a perduré assez longtemps pour permettre la sédimentation et la construction de ces formes et que le drainage s'est effectué graduellement.

Le drainage final de la phase principale du lac glaciaire Taureau (phase 3) a eu lieu lorsque la marge de l'inlandsis s'est retirée au nord du cours inférieur de la vallée de la rivière Matawin (emplacement actuel du barrage du Réservoir Taureau, en aval de la rivière Matawin). Le niveau du lac s'est abaissé graduellement jusqu'à 350 mètres, altitude qui correspond au talweg de la vallée de la Matawin. Différents niveaux de terrasses mesurés au NO de Saint-Michel-des-Saints témoignent de phases de stabilisation dans l'abaissement des eaux du paléolac Taureau (figure 4.4).

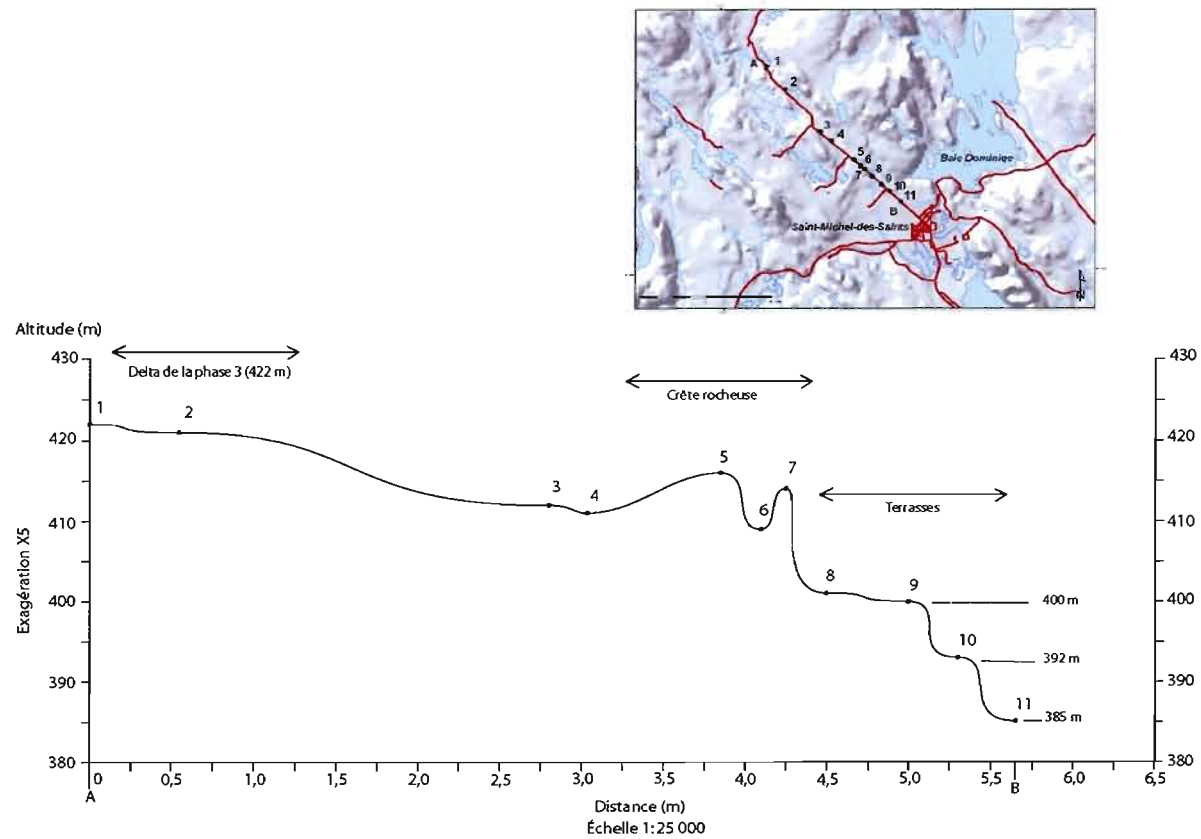


Figure 4.4 Profil topographique du delta associé à la phase t3 du lac proglaciaire Taureau et terrasses démontrant les phases de stabilisation. Les chiffres indiquent les différents sites de mesures effectuées à l'aide d'un GPS (GPS MAP 76CSX de Garmin).

Ces terrasses sont situées aux altitudes de 400 mètres, 392 mètres et 385 mètres. Le drainage s'est effectué vers l'est à travers la rivière Matawin (cours inférieur, partie aval), puis vers le sud via la rivière Saint-Maurice, pour finalement aboutir dans la Mer de Champlain. Les eaux du lac glaciaire Taureau se sont ensuite concentrées en un large réseau fluvial dominé par la paléorivière Matawin, puisque c'est vers cette rivière qu'ont été dirigées les eaux de tous les bassins glaciolacustres de la région. Les nombreuses terrasses façonnées dans les dépôts meubles à l'intérieur de la vallée de la Matawin forment les reliques de l'extension de cette paléorivière (figure 4.5). Graduellement, le relèvement isostatique a causé l'encaissement de la rivière Matawin dans les dépôts meubles sous-jacents et le rétablissement du drainage fluvial tel qu'on le connaît aujourd'hui.

4.3 La période post-glaciaire

Vers 10 000 ans ^{14}C BP, la marge glaciaire se situait à environ 50 km au nord de Saint-Michel-des-Saints. Cette position marque la fin du Dryas récent et le début de l'Holocène (Dyke *et al.*, 2003). La construction de la Moraine Mars-Batiscan datée entre 10 500 et 10 000 ans BP est associée à la fin de ce refroidissement climatique (Bolduc, 1995; Govare, 1995, Robert, 2001; Occhietti *et al.*, 2004). Un territoire quasi-désertique a suivi la marge glaciaire en retrait pendant une brève période (Savoie et Richard, 1979, dans Richard, 1985). Suite au passage de l'inlandsis, la région de Saint-Michel-des-Saints a d'abord été colonisée par une toundra herbacée, constituée majoritairement de plantes arctiques-alpines (Richard, 1985) puis par une toundra arbustive (Dyke, 2005). Vers la fin du Dryas récent, la végétation de la région était constituée d'une toundra forestière faisant la transition entre la toundra arbustive au nord et la forêt boréale au sud (Dyke, 2005). Dans les dépressions mal drainées, ainsi que sur une vaste superficie couverte par les dépôts glaciolacustres sublittoraux et profonds, débutait l'accumulation tourbeuse. Plus au sud, la Mer de Champlain était en régression et occupait les secteurs inférieurs à 100 mètres dans la vallée moyenne du Saint-Laurent, tandis que vers l'est, le retrait de la marge glaciaire au niveau de la vallée du Saguenay permettait l'incursion de la Mer de Laflamme (Parent *et al.*, 1985).



Figure 4.5 Terrasse découpée à l'intérieur des sédiments deltaïques par la paléorivière Matawin (photo prise à partir du site 126, appendice A, vers le sud).

Toujours vers 10 ka BP, l'Inlandsis laurentidien occupait encore près de $6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ en superficie; il a fallu près de 3500 ans pour permettre à la glace de disparaître complètement (Occhietti, 1983). Vers 2 ka, en raison d'un climat plus froid, un milieu marécageux situé au sommet de la colline à l'est du lac Lusignan (arrêt 214, appendice A) se refermait progressivement pour former une tourbière. Cette accumulation tourbeuse est survenue lors du refroidissement climatique du Néoglaciale (autour de 3,0 ka) qui a suivi la période relativement chaude de l'Hypsithermal (7,0 à 5,0 ka) (Grove, 1988). Cette période plus froide a été notamment marquée par un entourage général, une augmentation des feux de forêts (Grove, 1988) et une réactivation des glaciers de montagnes (Pagé, 1999).

CONCLUSION

L'englaciation de la région de Saint-Michel-des-Saints au Wisconsinien s'est effectuée généralement du NNO vers le SSE. Ce mouvement a été mesuré par les stries, sillons, broutures, roches moutonnées, drumlins et traînées morainiques derrière abris. Un mouvement N-S, retrouvé en de multiples endroits dans le secteur, serait postérieur au mouvement glaciaire principal et possiblement lié à la déglaciation.

Le retrait de l'Inlandsis laurentidien de la région de Saint-Michel-des-Saints a débuté un peu avant 10 250 ans ^{14}C BP, pendant le Dryas récent. L'orientation de la marge en retrait, établie par l'analyse de la position des eskers et des moraines était alors ENE-OSO.

La cartographie des dépôts meubles nous a permis d'identifier cinq unités lithostratigraphiques : les dépôts glaciaires, fluvioglaciaires, glaciolacustres, fluviaux et organiques. Le till constitue l'unité stratigraphique la plus répandue sur le territoire étudié. Il a été mis en place principalement sous forme de placage sans forme topographique particulière, mais localement, la nappe de till est fuselée. Les nombreux eskers et complexes fluvioglaciaires nous permettent de croire à un mode de déglaciation où les eaux de fonte étaient canalisées à l'intérieur des principales vallées. La présence de dépôts glaciolacustres littoraux et sublittoraux, deltaïques et profonds est associée à l'existence des différentes phases (1-2-3) du lac glaciaire Taureau qui a recouvert les régions de Saint-Zénon, Saint-Michel-des-Saints, Saint-Guillaume-Nord et du réservoir Taureau. Ces phases sont associées à la déglaciation d'exutoires successifs suite au retrait vers le nord de la marge glaciaire. La présence de ce plan d'eau au contact de la marge glaciaire a accéléré localement la fonte de l'inlandsis et a créé quelques réentrants, comme le suggère l'allure concave vers le nord des moraines mineures. La corrélation des différentes formes glaciolacustres associées à la phase 3 (plages, deltas, limite de délavage), et ce, sur la base de leur altitude, nous a permis d'identifier un isobase à 410 mètres et une autre à 420 mètres. La distance séparant ces isobases nous a permis de proposer un taux de gauchissement isostatique de 0,9 m/km, en direction du NNO (345°). Leur orientation, associée à la position des eskers et des moraines, nous a permis de

confirmer que la marge glaciaire suivait un axe ENE-OSO lors de son retrait de la région de Saint-Michel-des-Saints.

Les rythmites retrouvées dans les dépressions des lacs Kaiagamac et Forbes présentent des caractéristiques sédimentologiques similaires à celles des varves. Les résultats d'une analyse pollinique effectuée sur cinq couplets de rythmites nous permettent de conclure à une sédimentation annuelle. En tenant compte du fait que la séquence de varves compte 104 couplets, que l'épaisseur des couplets est en moyenne de 6 cm à la base et que la séquence se poursuit sur 2,2 mètres supplémentaires en profondeur, nous estimons que la durée maximale de la phase principale du lac proglaciaire Taureau (phase 3 : 400 m) serait d'environ 141 ans. Ainsi, en tenant compte de cette durée maximale d'existence et considérant qu'une distance de 20 kilomètres sépare le site de formation des varves et l'exutoire qui a mis fin à l'épisode du lac proglaciaire Taureau, nous estimons le taux de retrait de la marge glaciaire à 142 m/an.

L'exondation du lac glaciaire Taureau s'est effectuée lorsque la marge glaciaire a franchi le cours supérieur de la rivière Matawin. Graduellement, le niveau des eaux s'est abaissé et le relèvement isostatique a permis la création et l'encaissement d'un important système fluvial dominé par la rivière Matawin à l'intérieur des dépôts meubles laissés par le passage de l'inlandsis.

Les sédiments glaciolacustres retrouvés sous forme de plages et de deltas au niveau du lac Lusignan ont été quant à eux mis en place par un lac glaciaire créé par un amas de matériaux fluvioglaciaires au niveau du ruisseau Lusignan. Il n'est pas exclu que le relèvement isostatique ait joué un rôle dans la retenue des eaux pendant un certain laps de temps.

Les conclusions de ce mémoire sont tirées d'une étude régionale détaillée dont les principaux objectifs étaient de reconstituer les modalités d'englaciation et de déglaciation par la cartographie des dépôts meubles quaternaires, et de préciser l'évolution de la submersion glaciolacustre. En ce qui concerne la détermination de l'orientation de la marge glaciaire en retrait, il nous apparaît évident que l'identification des deltas de contact glaciaire est essentielle dans les zones où l'inlandsis s'est retirée en contact avec un plan d'eau et où les moraines sont rares. Les caractéristiques de l'englaciation et de la

déglaciation n'auraient pu être déterminées sans l'utilisation combinée de plusieurs approches telles que la géomorphologie, la sédimentologie et la palynologie.

Les principales difficultés de la cartographie des dépôts quaternaires sur le Bouclier canadien sont liées au fait que l'étendue du territoire est considérable, que le couvert forestier est dense et que l'accessibilité de certains secteurs non exploités est limitée. Ces difficultés, tout comme le fait que le potentiel minéral de la province de Grenville est moindre, sont probablement la cause du faible nombre d'études quaternaires effectuées dans cette vaste région. La cartographie des formations superficielles effectuée dans le cadre de ce mémoire couvre une faible portion du territoire étudié. Celle-ci constitue donc les bases pour des études ultérieures plus détaillées, où, notamment, l'on pourra définir le mode de retrait glaciaire à partir de la configuration des paléolacs glaciaires. L'exploitation forestière pénétrant toujours un peu plus loin à l'intérieur de la forêt boréale, ainsi que l'accessibilité à de nouvelles technologies, telles les images LIDAR, permettront sans doute d'étudier plus en détails, et avec plus de facilité, cette région.

BIBLIOGRAPHIE

- Allard, M. et Tremblay, G. 1981. « Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 35, p. 105-125.
- Antevs, E. 1922. *The recession of the last ice sheet in New England*. American Geographical Society Research Series, no 11, 120 p.
- Ashley, G.M. 1988. "Classification of glaciolacustrine sediments", *In Genetic classification of Glacigenic Deposits*, sous la direction de R.P. Goldthwait. et C.L. Matsch, A.A. Balkema, Rotterdam, p. 243-260.
- Banerjee, I. 1973. *Part A: Sedimentology of Pleistocene glacial varves in Ontario, Canada. Part B: Nature of the grain-size distribution of some Pleistocene glacial varves of Ontario, Canada*. Geological survey of Canada, Department of energy, mines and resources, Bulletin 226, 60 p.
- Banerjee, I. et McDonald, B.C. 1975. "Nature of esker sedimentation". *In Glaciofluvial and Glaciolacustrine sedimentation*, sous la direction de Jopling, A.V. et McDonald, B.C., p. 304-320. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Special Publication 23.
- Benn, D.I. et Evans, D.J.A. 1998. *Glaciers and glaciation*. Londres: Arnold, 734 pages.
- Benninghof, W.S. 1962. "Calculation of pollen and spores density in sediments by addition of exotic pollen in known quantities". *Pollen Spores*, no. 4, p. 332-333.
- Blais, A. 1989. "Lennoxville glaciation of the middle Chaudière and Etchemin valleys, Beauce region, Québec". Mémoire de maîtrise, Ottawa, Carleton University, 124 pages.
- Blanchard, R. 1938. « Études canadiennes (deuxième partie): III, les Laurentides ». *Revue de Géographie alpine*, t. XXVI, fasc. 1, p.1-183.
- Bolduc, A.M. 1995. *Landforms in the Laurentians of southern Quebec: implications for the deglaciation history of the Laurentide Ice Sheet*. CANQUA-CGRG joint meeting, St. John's, Newfoundland, Program, Abstracts and Fieldguides, p. CA5.
- Bostock, H.S. 1972. «Subdivisions physiographiques du Canada» *In Géologie et ressources minérales du Canada (Partie A)*, sous la direction de R.J.W. Douglas, p.12-34. Geological survey, Canada.
- Brennand, T.A. 2000. "Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentides eskers, Canada". *Geomorphology*, no. 32, p. 263-293.
- Caron, O. 2007. « Le Quaternaire de la région de Mont-Laurier (Québec) : cartographie, sédimentologie et paléogéographie ». Mémoire de maîtrise en géographie, Montréal, Université du Québec à Montréal, 160 pages.

- Chauvin, L., Martineau, G. et Lasalle, P. 1985. "Deglaciation of the Lower St. Lawrence region, Québec", In *Late Pleistocene history of northeastern New England and adjacent Quebec*, sous la direction de Borns, H.W., Lasalle, P. et Thompson, W.B, p.111-123. Geological Society of America, Special Paper 197.
- Clark, P.U. et Walder, J.S.1994. "Subglacial drainage, eskers, and deforming beds beneath the Laurentides and Eurasian ice sheets". *Geological Society of America Bulletin*. 106, p. 304-314.
- Coates, D. R. (dir. publ.). 1974. *Glacial geomorphology : Binghampton symposia in geomorphology*. (International serie no 5), Publisher George Allen & Unwin, 398 pages.
- Dadswell, M. 1974. *Distribution, ecology and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America*. National Museums of Canada, Publications Zoology, no 11, 110 pages.
- Dagenais, P. 1943. « Particularités morphologiques du relief glaciaire de la province de Québec ». *Bulletin de la Société de Géographie de Québec et de Montréal*, vol. II, no 2, p. 17-21.
- Daigneault, R.A. et Prichonnet, G. 1988. « Séquences varvaires du Lac Barlow et Moraine de Laverlochère : Déglaciation tardive de la partie nord du lac Témiscamingue, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 42, no 2, p. 107-120.
- DeGeer, G. 1912. « A Geochronology of the last 12 000 years ». Extrait du compte rendu de XIe congrès géologique international (Stockholm, 1910), p. 241-253.
- Développement durable, Environnement et Parcs, Québec. 2006. « Système d'information hydrogéologique, données de puisatiers de Saint-Michel-des-Saints, Saint-Guillaume-Nord et Saint-Zénon », (En ligne). www.sih.mddep.gouv.qc.ca, page consultée le 20 mai 2006.
- Dreimanis, A. 1976. "Till : their origin and properties". In *Glacial till*, sous la direction de R.F. Legget, p. 11-49, The Royal Society of Canada, Special Publication no 12.
- Dyke, S.S., Dredge, L.A. et Vincent, J.S. 1982. « Configuration of the last Wisconsin maximum ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 36, p. 5-14.
- Dyke, A.S. et Prest, V.K. 1987. « Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet ». *Géographie physique et quaternaire*, vol. XLI, no. 2, p. 237-263.
- Dyke, A.S., Moore, A., et Robertson, L. 2003. *Deglaciation of North America*. Geological Survey of Canada, Open file 1574.
- Dyke, A.S. 2005. "Late quaternary vegetation history of northern North America based on pollen, macrofossil, and faunal remains". *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 59, no. 2-3, p. 211-262.

Elson, J.A. 1969. « Late Quaternary marine submergence of Quebec ». *Revue de Géographie de Montréal*, vol 23, no 3, p. 247-258.

Evans, J.A. 2004. "Esker". In *Encyclopedia of geomorphology*, sous la direction de A.S. Goudie, p. 340-341, London: Routledge.

Evans, J.A. et Benn, D.I. 2004. *A practical guide to the study of glacial sediments*. Londres: Arnold, 266 pages.

Fægri, K. et Iversen, J. 1989. *Textbook of Pollen analysis*. 4e éd., John Wiley & Sons, 328 pages.

Flint, R.F. 1951. "Highland Centers of Former Glacial Outflow in Northeastern North America". *Geological Society of America Bulletin*, vol. 54, no. 3, p. 325-362.

Flint, R.F. 1971. *Glacial and Quaternary geology*. New-York: John Wiley & Sons, 892 pages.

Folk, R.L. et Ward, W.C. 1957. « Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters ». *Journal of sedimentary petrology*, vol. 27, p. 3-26.

Folk, R.L. 1966. "A review of grain size parameters". *Sedimentology*, no 6, p. 73-93.

Fréchette, B., Wolfe, A.P., Miller, G.H., Richard, P.J.H., et de Vernal, A. 2006. «Vegetation and climate of interglacial on Baffin Island, Arctic Canada». *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, no. 236, p. 91-106.

Gadd, N-R., 1971. *Déglaciation du sud du Québec*. Géologie des dépôts meubles, Commission géologique du Canada, étude 71-47, carte 10-1971.

Gadd, N.R., Lasalle, P., MacDonald, B.C., Shilts, W. W. et Dionne, J.C. 1972. *Géologie et géomorphologie du Quaternaire dans le sud du Québec*. 24ème congrès international de géologie, Montréal, livret-guide d'excursion C-44, 74 pages.

Gagnon, J. et Morelli, S. 1986. « Les dépôts quaternaires de Saint-Joseph-de-Mékinac/ Saint-Roch-de-Mékinac, Québec ». Mémoire de maîtrise en science de l'environnement, rapport de recherche v. 55, Montréal, Université du Québec à Montréal, 111 pages.

Gagnon, G. et Marcotte, G. 1980. *Description des types écologiques et de leur productivité dans la section forestière laurentienne de Rowe (L-4a)*. Québec : Service de la recherche, Direction générale des forêts, Ministère de l'Énergie et des Ressources, mémoire no. 61, 455 pages.

Geyh, M.A., Merkt, J. et Müller, H. 1971. "Sediment, Pollen und Isotopenanalysen an jahreszeitlich geschichteten Ablagerungen im zentralen Teil des Schleinsees". *Archives of Hydrobiology*, no. 69, p. 366-399.

Govare, É. 1995. *Paléoenvironnements de la région de Charlevoix, Québec*. Thèse de doctorat, Montréal, Université de Montréal, 429 pages.

Groulx, F. 1985. *Centre écologique de St-Michel-des-Saints, Profil régional*. Rapport rédigé par le département de géographie, Montréal, Université du Québec à Montréal, 124 pages.

Grove, J. M. 1988. *The little ice age*. Londres : Methuen, 498 pages.

Hillaire-Marcel, C. et Occhietti, S. 1977. « Fréquences des datations ^{14}C des faunes marines post-glaciaires de l'Est du Canada et variations paléoclimatiques ». *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoeology*, vol. 21, no 1, p. 17-54.

Hooke, R. LeB. 1998. *Principles of Glaciers Mechanics*. New-Jersey : Prentice Hall, 448 pages.

Katz, M.B. 1973. *Rapport géologique de la région de Rolland, Cousineau, Legendre* (no 153), Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources, carte no. 1738, 126 pages.

Koteff, C. 1974. "The morphologic sequence concept and deglaciation of southern New England". In *Glacial Geomorphology. Fifth Annual Geomorphology Symposia, Publication in Geomorphology*, sous la direction de D.R. Coates, p. 121-144. Binghamton (N-Y): George Allen & Unwin.

Jahns, R.H. 1941. "Outwash chronology in northeastern Massachusetts" (Abstract). *Geologic Society of America Bulletin* vol. 52, no. 12, p. 1901 partie 2.

Jahns, R.H. 1953. *Surficial geology of the Ayer quadrangle, Massachusetts*. U.S. Geological Survey, Geologic Quadrangle Map GQ-21.

Lamothe, M. 1977. « Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite, Québec : cartographie, sédimentologie et stratigraphie ». Mémoire de maîtrise en Sciences de la Terre, Montréal, Université du Québec à Montréal, Montréal, 118 pages.

Lamothe, M., Parent, M. et Shilts, W.W. 1992. Sangamonian and early wisconsinan events in the Saint- Lawrence lowland and Appalachians of southern Quebec, Canada. The Last interglacial-glacial transition in North America, Geological Society of America Special Paper no. 270, p. 171-184.

Laroque, G., Gwyn, Q. H. et Poulin, A. 1983. « Développement des lacs proglaciaires et déglaciation des hauts bassins des rivières au Saumon et Chaudières, sud du Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 37, p. 93-105.

Lasalle, P. et Elson, J.A. 1975. « Emplacement of the Saint-Narcisse Moraine as a climatic event in eastern Canada ». *Quaternary research*, vol. 5, p. 621-625.

Laverdière, C. et Courtemanche, A. 1959. « La géomorphologie glaciaire de la région du Mont-tremblant : généralités et traits d'ensemble ». *Revue Canadienne de géographie*, vol. 13, p.102-134.

Laverdière, C. et Courtemanche, A. 1961. « La géomorphologie glaciaire de la région de Mont-Tremblant, région de Saint-Faustin/ St-Jovite ». *Cahiers de géographie du Québec*, no 9, p. 5-32.

Laverdière, C. et Courtemanche, A. 1965. « La géomorphologie glaciaire de la région du Mont Tremblant; partie 3 : Écoulement glaciaire et rétentions lacustres ». *Revue de géographie de Montréal*, vol. 19, p. 99-122.

Laverdière, C. et Guimont, P. 1980. « Terminologie illustrée des formes mineures d'érosion glaciaire ». *Géographie physique et quaternaire*, vol. 34, no.3, p. 363-377.

Laverdière, C. Guimont, P. et Dionne, J.-C. 1985. « Les formes et les marques de l'érosion glaciaire du plancher rocheux : signification, terminologie, illustration ». *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, no 51, p. 363-387.

Lebuis, J. et David, P.P. 1977. « La stratigraphie et les événements du quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, p. 275-296.

Logan, W. 1859. *Exploration géologique du Canada, partie 1*. Can. Rapp. de progr., 1858, p. 9-65.

Lotter, A.F. 1989. "Evidence of annual layering in Holocene sediments of Soppense, Switzerland". *Aquatic Sciences*, vol. 51, no. 1, p. 19-30.

Maizels, J. 2002. "Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments". In *Modern and past glacial environments*, sous la direction de J. Menzies, p. 279-316, Oxford: Butterworth-Heinemann.

McDonald, B.C. et Shilts, W.W. 1971. "Quaternary stratigraphy and events in southeastern Quebec". *Geological Society of America bulletin*, vol. 82, p. 682-698.

Menzies, J. (dir. publ.). 2002. *Modern and past glacial environments*. Oxford: Butterworth-Heinemann, 352 pages.

Menzies, J. 2004. "Drumlin". In *Encyclopedia of geomorphology*, sous la direction de A.S. Goudie, p. 282-284, London: Routledge.

Menzies, J. et Shilts, W.W. 1996. "Subglacial environments". In *Past glacial environments-sediments, forms and techniques*, vol. II, sous la direction de J. Menzies, p. 15-136, Oxford: Butterworth-Heinemann.

Miller, G.H., Mode, W.N., Wolfe, A.P., Sauer, P.E., Bennike, O., Forman, S.L., Short, S.K., et Strafford Jr, T.W. 1999. "Stratified interglacial lacustrine sediments from Baffin Island, Arctic Canada: chronology and paleoenvironmental implications". *Quaternary Sciences Review*, vol. 18, p. 789-810.

Ministère des Forêts. 1995a. *Carte de dépôts de surface, Saint-Guillaume-Nord 31J/09, Qu.* Québec : Service des inventaires forestiers, 1 : 50 000.

Ministère des Forêts. 1995b. *Carte de dépôts de surface, Lac Charland 31J/16, Qu.* Québec : Service des inventaires forestiers, 1 : 50 000.

Ministère des Forêts. 1995c. *Carte de dépôts de surface, Saint-Michel-des-Saints 31I/12, Qu.* Québec : Service des inventaires forestiers, 1 : 50 000.

Ministère des Forêts. 1995d. *Carte de dépôts de surface, Réservoir Taureau 31I/13, Qu.* Québec : Service des inventaires forestiers, 1 : 50 000.

Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources. 1973. *Carte topographique Réservoir Taureau, Qué., feuillet 31I/13, Corrections provisoires en 1989, Canada*, Direction des levés et de la cartographie, 1 : 50 000.

Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources. 1978. *Carte topographique Lac Charland, Qué., feuillet 31J/16, Canada* : Direction des levés et de la cartographie, 1 : 50 000.

Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources. 1980. *Carte topographique Saint-Guillaume-Nord, Qué., feuillet 31J/09, Canada* : Direction des levés et de la cartographie, 1 : 50 000.

Ministère de l'Environnement. 1983. *Répertoire hydrologique*. Québec : Direction des Inventaires et de la Recherche, rapport H-P-55, 122 pages.

Ministère des Ressources naturelles. 1999a. *Lac Charland-31J/16*. Carte SI-31J/16-C3G-00A, Québec, 1 : 50 000.

Ministère des Ressources naturelles. 1999b. *Réservoir Taureau-31I/13*. Carte SI-31I/13-C3G-99D, Québec, 1 : 50 000.

Ministère des Ressources naturelles. 2000. *Saint-Guillaume-Nord-31J/09*. Carte SI-31J/09-C3G-00A, Québec, 1 : 50 000.

Ministère des Ressources naturelles. 2001. *Saint-Michel-des-Saints-31I/12*. Carte SI-31I/12-C3G-01F, Québec, 1 : 50 000.

Ministère des Ressources naturelles. 2002. *Carte topographique Saint-Michel-des-Saints, MRC Matawinie, Qué., feuillet 31I/12, Canada* : Centre d'information topographique, 1 : 50 000.

Mörner, N.A (dir. publi.). 1976. "The Pleistocene/Holocene Boundary: a Proposed Boundary-Stratotype in Göthenburg, Sweden". *Boreas*, vol. 5, p. 193-275.

Muller, E.H. 1963. *Reduction of preglacial erosion surfaces as a measure of the effectiveness of glacial erosion*. Rep. 6th Int. Congr. Quaternary Ass. (Warsaw) III, p. 233-243.

Muller, E.H. 1974. "Origins of drumlins", *In Glacial geomorphology*, Binghamton symposia in geomorphology (International serie no 5), sous la direction de Coates, D.R., p. 187-204, . Binghamton (N-Y): George Allen & Unwin.

Municipalité Régionale du Comté de Matawinie. 2005. *Plan d'aménagement et de gestion, Parc régional du lac Taureau*. Mémoire présenté au Bureau d'audience publique sur l'environnement, 120 pages.

Occhietti, S. 1979. « Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint- Laurent et corrélations stratigraphiques ». Thèse de doctorat, Ottawa, Université d'Ottawa, 408 pages.

Occhietti, S. 1980. « Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint- Laurent et corrélations stratigraphiques ». Université du Québec, *Paléo-Québec*, vol. 10, 227 pages.

Occhietti, S. 1982. « Synthèse lithostratigraphique et paléoenvironnements quaternaires au Québec méridional. Hypothèse d'un centre d'englacement wisconsinien au Nouveau-Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 36, nos 1-2, p. 15-49.

Occhietti, S. 1983. "Laurentide ice sheet: oceanic and climatic implications". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, no. 44, p. 1-22.

Occhietti, S. 1989. "Quaternary geology of St. Lawrence Valley and adjacent Appalachian subregion", *In Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, sous la direction de Fulton, R.J, p. 350-388, Geological Survey of Canada, Geology of Canada 1.

Occhietti, S., Govare, É., Richard, P. J. H., Dionne, J. C., Bolduc, A. M., Rondot, J., et Fournier, M. 1997. "Late-glacial ice dynamics and events in the St. Lawrence valley, middle estuary and adjacent Laurentians", 8th Biennial Congress of the Canadian Quaternary Association (CANQUA), Montréal, Québec, Canada, Program, Abstracts and Fieldguides, p. 47-49.

Occhietti, S., Govare, É., Klassen, R., Parent, M., et Vincent, J.-S. 2004. "Late Wisconsinan-Early Holocene deglaciation of Québec-Labrador", *In Quaternary glaciations: extent and chronology*, sous la direction de J. Ehlers et P.L. Gibbard, p. 243-273. Amsterdam : Elsevier, Development in Quaternary science.

Osborne, F. Fitz. 1935. *Région de Labelle-L'annonciation, Qué.* Service des Mines, rapport annuel pour 1935, partie E, p. 6.

Osborne, F. Fitz. 1936. *Région de Sainte-Agathe-Saint-Jovite, Qué.* Service des Mines, rapport annuel pour 1936, partie C, p. 61-100.

Osborne, F. Fitz. 1938. *Région de Lachute, partie I, Géologie générale et appliquée; Qué.* Service des Mines, rapport annuel pour 1936, partie C, p. 3-43.

Osborne, F. Fitz. 1951. " Parc des Laurentides Ice Cap and the Quebec Sea ". *Le Naturaliste canadien*, vol. LXXVIII, no. 7-8, p. 222-251.

Pagé, P. 1977. « Les dépôts meubles de la région de Saint-Jean-de-Matha – Sainte-Émilie-de-l'Énergie, Québec, cartographie, sédimentologie et stratigraphie ». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 118 pages.

- Parent, M., Dubois, J.M.M., Bail, P. Larocque, et A., Larocque, G. 1985. « Paléogéographie du Québec méridional entre 12,500 et 8000 BP ». *Recherches amérindiennes au Québec*, vol. 15, p. 17-37.
- Parent, M. et Occhietti, S. 1988. « Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec », *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 42, p. 215-246.
- Parent, M. et Occhietti S. 1999. "Late Wisconsinian deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec". *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 53, p.117-135.
- Parry, J.T. et Macpherson, J. C. 1964. "The Saint-Faustin – Saint-Narcisse Moraine and the Champlain sea". *Revue de géographie de Montréal*, vol, 18 : 235-248.
- Prichonnet, G. 1977. « La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, no 3-4, p. 323-345.
- Reille, M. 1990. *Leçons de palynologie et d'analyse pollinique*. Paris : Presses du CNRS, 206 pages.
- Richard, P.J.H., Veillette, J.-J., Larouche, A.C., Hétu, B., Gray, J.T. et Gangloff, P. 1997. « Chronologie de la déglaciation en Gaspésie: nouvelles données et implications ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, no. 2, p. 163-184.
- Richard, P. 1975. *La vulgarisation des travaux de paléogéographie effectués dans le parc national de la Mauricie*. Service à la Recherche en analyse pollinique, Chicoutimi : Université du Québec à Chicoutimi, rapport final, 132 pages.
- Robert, F. 2001. « Photo-interprétation à grande échelle et système d'information géographique : outils de reconstitution du retrait glaciaire dans les Laurentides : application aux régions de La Tuque et de La Gatineau ». Mémoire de maîtrise en géographie, Montréal, Université du Québec à Montréal, 129 pages.
- Rust, B. 1977. "Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada : diagnostic criteria for subaqueous outwash". *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 14, p. 175-184.
- Rust, B. et Romanelli, R. 1975. "Late quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada". In *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, sous la direction de A.V. Jopling et B.C. McDonald, p. 177-192, Society of economic paleontologists and mineralogists, Special publication no. 23.
- Sauramo, M. 1923. *Studies on the Quaternary varve sediments in southern Finland*. Comm. Geol. Finlande, Bulletin 60, 42 pages.
- Savoie, L. et Richard, P.J.H. 1979. « Paléophytogéographie de l'épisode de Saint-Narcisse dans la région de Sainte-Agathe, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 33, no. 2, p. 175-188.

Schryver, K. 1966. *Géologie de la région de Saint-Michel-des-Saints (partie ouest), comtés de Joliette, Berthier et Maskinongé : rapport préliminaire*. Québec : Ministère des richesses naturelles, Service de l'exploration géologique, rapport no 552, 26 pages.

Scott, J.S. 1976. "Geology of Canadian tills", In *Glacial till : an inter-disciplinary study*, sous la direction de R.F. Legget, p. 50-66. The Royal Society of Canada, Special Publication no 12.

Shilts, W.W., Aylsworth, J.M., Kaszycki, C.A., et Klassen, R.A. 1987. "Canadien Shield", In *Geomorphic Systems of North America*, sous la direction de W.L. Graf, p. 119-161, Geological Society of America, Centennial Spec. 2.

Shreve, R.L. 1972. "Mouvement of water in glaciers". *Journal of Glaciology*, no.11, p. 205-214.

Simard, J. 2003. « Retrait glaciaire dans les Laurentides au début de l'holocène : transect de 500 km entre Manouane et le Témiscamingue ». Mémoire de maîtrise en géographie, Montréal, Université du Québec à Montréal, 155 p.

Simola, H. 1977. "Diatom succession in the formation of annually-laminated sediments in Lovöjärvi, a small eutrophicated lake". *Ann. Bot. Fennici*, no 14, p. 143-148.

Steig, E.J., Wolfe, A.P., et Miller, G.H. 1998. "Wisconsinan refugia and the late glacial history of eastern Baffin Island, Arctic Canada: coupled evidence from cosmogenic isotopes and lake sediments". *Geology*, no. 26, p. 835-838.

Sugden, D.E. et John, B.S. 1976. *Glaciers and Landscape*. Londres: Edward Arnold, 376 pages.

Terasmae, J. 1958. "Contributions to Canadian palynology, Part 2. Non-glacial deposits in the St. Lawrence lowlands, Quebec". Geological Survey of Canada, *Bulletin*, no. 46, p. 13-28.

Terasmae, J. 1963. "Notes on palynological studies of varved sediments". *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 33, no.2, p. 314-319.

Terasmae, J., et Miryneck, E. 1964. *Post-glacial chronology and the origin of deep lake basins in Prince Edward County, Ontario*. University of Michigan, Ann Arbor, Michigan Publication: Great Lakes Research Division, p. 161-169.

Terasmae, J. 1968. "Some problems of the Quaternary palynology in the western mainland region of the Canadian Arctic". Geological Survey of Canada Paper, Issue 68-23, p. 1-26.

Tippett, R. 1964. "An investigation into the nature of the layering of deep-water sediments in two eastern Ontario lakes". *Canadian Journal of Botany*, no. 42, p. 1693-1709.

Veillette, J.J. 1983. « Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 37, p. 67-84.

Veillette, J.J. 1988. « Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires post-algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 42, no. 1, p.7-31.

Veillette, J.J. 1996. *Géomorphologie et géologie du Quaternaire du Témiscamingue, Québec et Ontario*. Commission géologique du Canada, Bulletin 476, 269 pages.

Veillette, J.J., Dyke, A.S. et Roy, M. 1999. "Ice flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet: a review, with new evidence from northern Québec". *Quaternary Science Review*, no. 18, p. 993-1019.

Veillette, J.J. 2004. "Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts, north of the St.Lawrence river valley, Quebec". *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 58, no 2-3, p. 187-216.

Veillette, J.J. et Cloutier, M. 1993. *Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec*. Commission géologique du Canada, Carte série "A" 1804A.

Vincent, J-S. et Hardy, L.1977. « L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, p. 357-372.

Vincent, J-S. et Hardy, L. 1979. *The evolution of glacial lakes Barlow and Ojibway, Quebec and Ontario*. Geological Survey of Canada, Bulletin 316, 18 pages.

Walder, J.S. et Fowler, A. 1994. "Channelized subglacial drainage over a deformable bed". *Journal of Glaciology*, vol. 40, no. 134, p. 3-15.

Wentworth, C.K. 1922. "A scale of grade and class terms for clastic sediments". *The Journal of Geology*, no. 30, p. 377-392.

Willis, I.C., Sharp, M.J., et Richards, K.S. 1990. "Configuration of the drainage system of Midtdalsbreen, Norway: II. Water storage and runoff prediction". *Z. Gletscherkunde Glazialgeologie*, vol. 27, no. 28, p. 117-138.

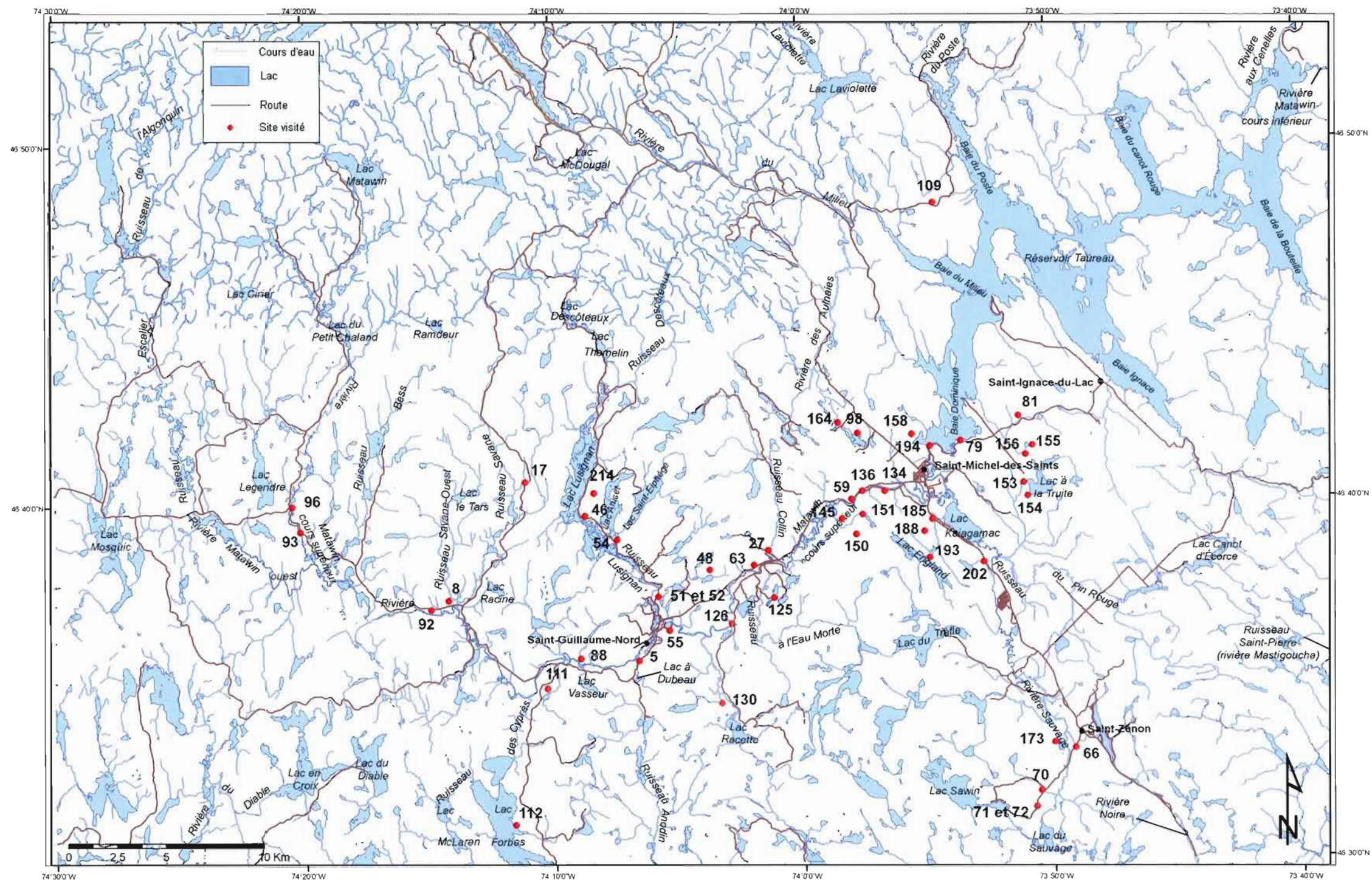
Wolfe, A.P. et Härtling, J.W. 1996. "The late Quaternary development of three ancient tarns on southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, Arctic Canada: paleolimnological evidence from diatoms and sediment chemistry". *Journal of Paleolimnology*, no. 15, p. 1-18.

Wolfe, A.P., Fréchette, B., Richard, P.J.H., Miller, G.H., et Forman, S.L. 2000. "Paleoecology of a >90 000 year lacustrine sequence from Fog Lake, Baffin Island, Arctic Canada". *Quaternary Sciences Review*, no. 19, p. 1677-1699.

APPENDICE A

LOCALISATION DES SITES (ARRÊTS) VISITÉS ET CITÉS DANS LE MÉMOIRE

Appendice A



APPENDICE B

GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA RÉGION DU LAC LUSIGNAN, SAINT-MICHEL-DES-SAINTS (QUÉBEC)

APPENDICE C

CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

Appendice C

Échantillon	Granulométrie			Médiane Md (mm)	Coefficient d'angulosité K _g	Coefficient de classement σ _i	Moyenne graphique inclusive Mz (mm)	Coefficient d'asymétrie Sk
	% sable	% silt	% argile					
Tills de fond								
Échantillon arrêt 136				0.403	0.835	1.519	0.543	0.126
Échantillon arrêt 153	73.4	22.8	3.7	0.153	1.384	2.369	0.209	0.332
Échantillon arrêt 154	70.7	25.6	3.7	0.148	1.171	2.366	0.224	0.311
Échantillon arrêt 155	68.0	29.0	3.0	0.151	0.884	1.343	0.256	-0.320
Échantillon arrêt 156	56.3	39.5	4.1	0.082	0.970	2.513	0.145	0.232
Échantillon arrêt 48	71.9	24.3	3.9	0.165	1.155	2.531	0.284	0.261
Échantillon arrêt 59	70.0	24.0	6.0	0.284	0.678	1.642	0.473	-0.046
Échantillon arrêt 70	75.2	22.5	2.3	0.195	1.041	2.149	0.278	0.317
Échantillon arrêt 111	79.2	19.6	1.2	0.212	0.985	1.885	0.297	0.255
Moyenne	70.6	25.9	3.5	0.199	1.011	2.035	0.301	0.163
Tills d'ablation								
Échantillon arrêt 63	55.1	40.1	4.8	0.079	0.947	2.573	0.140	0.252
Échantillon arrêt 88	83.7	15.2	1.2	0.264	0.859	1.695	0.333	0.290
Moyenne	69.4	27.7	3.0	0.171	0.903	2.134	0.236	0.271
Valeur moyenne de l'ensemble des tills								
	70	26.8	3.25	0.194	0.990	2.050	0.289	0.180

Appendice C

Échantillon	Granulométrie			Médiane Md (mm)	Coefficient d'angulosité K _g	Coefficient de classement σ	Moyenne graphique inclusive Mz (mm)	Coefficient d'asymétrie Sk
	% sable	% silt	% argile					
Glaciolacustre deltaïque								
Échantillon arrêt 125	19.4	73.5	7.0	0.015	0.923	2.256	0.034	-0.068
Échantillon arrêt 164	2.0	91.9	6.1	0.010	0.809	1.570	0.015	0.016
Échantillon arrêt 52	24.9	72.0	3.1	0.023	0.716	1.886	0.036	0.157
Échantillon arrêt 98	46.5	49.1	4.4	0.043	0.641	3.357	0.347	-0.139
Échantillon arrêt 109	68.0	29.2	2.8	0.153	0.958	2.373	0.243	0.301
Moyenne	32.2	63.1	4.7	0.049	0.809	2.288	0.135	0.054
Glaciolacustre profond								
Arrêt 185 Été15	0.3	86.9	12.9	0.008	0.827	1.713	0.014	0.041
Arrêt 185 Été16	0.3	83.8	15.8	0.008	0.837	1.807	0.013	0.048
Arrêt 185 Été17	0.4	88.3	11.3	0.008	0.813	1.695	0.013	0.032
Arrêt 185 Été19	0.3	86.7	13.0	0.008	0.806	1.728	0.013	0.054
Arrêt 185 Hiver15	1.1	69.3	29.6	0.005	0.753	1.924	0.010	-0.134
Échantillon arrêt 173	0.4	88.4	11.2	0.009	0.838	1.678	0.013	0.054
Échantillon arrêt 188	7.0	83.3	9.7	0.010	0.962	1.951	0.017	-0.031
Échantillon arrêt 66	1.8	87.4	10.9	0.009	0.855	1.718	0.014	0.034
Échantillon arrêt 66	0.2	85.6	14.2	0.008	0.843	1.748	0.013	0.034
Moyenne	1.3	84.4	14.3	0.008	0.837	1.773	0.013	0.015

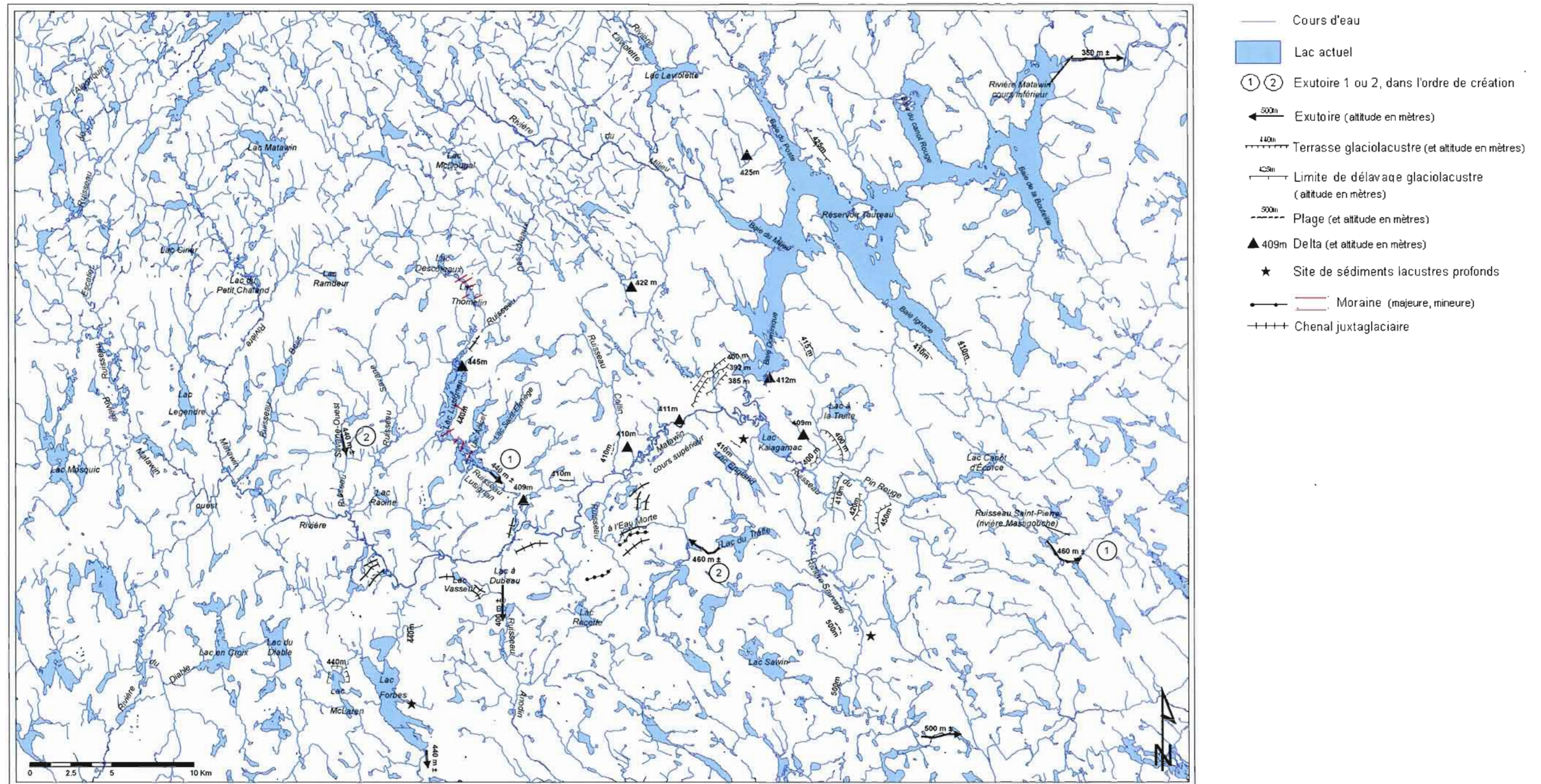
Appendice C

Échantillon	Granulométrie			Médiane Md (mm)	Coefficient d'angulosité K _g	Coefficient de dassement σ _i	Moyenne graphique inclusive Mz (mm)	Coefficient d'asymétrie Sk
	% sable	% silt	% argile					
Fluvioglaciaire de contact								
Échantillon arrêt 27	79.8	19.4	0.8	0.008	0.827	1.713	0.014	0.041
Échantillon arrêt 93	73.9	25.2	0.9	0.153	1.384	2.369	0.209	0.332
Moyenne	76.85	22.30	0.85	0.081	1.106	2.041	0.111	0.186
Alluvions								
Échantillon arrêt 126	6.4	89.8	3.8	0.012	0.806	1.640	0.018	-0.022
Littoral								
Échantillon arrêt 130	83.3	16.0	0.7	0.089	1.029	0.532	0.093	-0.075
Échantillon arrêt 145	87.8	10.2	2.0	0.399	1.702	1.981	0.487	0.370
Échantillon arrêt 8	99.5	0	0.5	0.337	0.931	0.876	0.379	0.012
Échantillon arrêt 17	52.0	46.0	1.9	0.065	1.158	1.626	0.061	0.586
Moyenne	80.65	18.05	1.28	0.223	1.205	1.254	0.255	0.223
Sublittoral								
Échantillon arrêt 158	15.2	76.1	8.6	0.013	1.006	2.232	0.026	-0.100
Échantillon arrêt 66	2.1	88.7	9.3	0.009	0.846	1.683	0.015	0.040
Échantillon arrêt 79	42.7	54.4	2.9	0.049	0.985	2.308	0.077	0.167
Moyenne	20.0	73.07	6.93	0.024	0.946	2.074	0.039	0.036

APPENDICE D

CARTE SYNTHÈSE DES FORMES ET EXUTOIRES ASSOCIÉS AUX DIVERSES
PHASES GLACIOLACUSTRES (1-2-3)

Appendice D



APPENDICE E

DIAGRAMME POLLINIQUE

